

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARTOGRAPHIE QUATERNAIRE ET CARACTÉRISATION DE DÉPÔTS
ÉOLIENS DE LA RÉGION DE LOTBINIÈRE-DESCHAILLONS, BASSES-
TERRES DU SAINT-LAURENT

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

GUILLAUME THIERY

NOVEMBRE 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens en premier lieu à remercier mon directeur, Martin Roy pour sa confiance et sa grande disponibilité tout au long de ce travail de recherche. Ton support fut indéfectible et je t'en remercie sincèrement !

Merci aux membres du jury Michel Lamothe et Robert-André Daigneault pour leurs commentaires et le temps accordé à la correction de ce mémoire.

Je remercie également l'ensemble de l'équipe du laboratoire de luminescence LUX-UQAM et particulièrement Michel Lamothe pour l'ensemble des travaux analytiques ainsi que l'interprétation des résultats. Sans oublier Laurence Forget-Brisson, Magali Barré et François Hardy, votre aide m'a été précieuse durant tout mon cheminement. Merci à vous tous, je vous en suis très reconnaissant.

Merci à l'ensemble de l'équipe de cartographie du département de géographie de l'UQAM, votre aide ainsi que votre professionnalisme a rendu possible la cartographie de la région. Un grand merci à Robert André-Daigneault ainsi que Sylvain Milette pour votre support.

Mes remerciements sont également portés vers Pierre Marc Godbout pour son aide dans les analyses granulométriques ainsi que Sylvain Gagné pour les analyses géoradar.

Un clin d'œil également à mes amis Victor Vinciguerra et Oury Teboule avec qui cette aventure a commencé. Sans oublier mes amis de longue date Ludovic Hoareau et Sylvain Mercader.

En dernier lieu, je tiens à remercier mes parents, Sylvie Lachapelle et Stéphane Thiery pour leur soutien inconditionnel tout au long de ces années, ce mémoire vous est largement dédié, merci infiniment !

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	VI
LISTE DES TABLEAUX.....	XIII
LISTES DES ABRÉVIATIONS SIGLES ET ACRONYMES	XIV
RÉSUMÉ	XV
CHAPITRE I : CARTOGRAPHIE DES DÉPÔTS SUPERFICIELS	1
1.1. Mise en contexte : objectifs, cadre physique et travaux antérieurs	1
1.2. Localisation.....	3
1.3. Physiographie	4
1.4. Hydrographie	7
1.5. Géologie du substratum rocheux	9
1.6. Travaux antérieurs et géologie du Quaternaire.....	11
1.7. Historique des travaux de cartographie	13
1.8. Évolution du cadre lithostratigraphique des sédiments quaternaires.....	14
1.9. Écoulements glaciaires dans la région à l'étude	19
1.10. Contexte des travaux de cartographie des formations superficielles.....	20
CHAPITRE II : LITOSTRATIGRAPHIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES ET ÉCOULEMENTS GLACIAIRES.....	28
2.1. Introduction.....	28
2.2. Les unités lithostratigraphiques cartographiées dans la région de Lotbinière/Lyster	29
2.3. Géomorphologie	51
2.4. Résultats des travaux de cartographie.....	52
CHAPITRE III : PROGRAMME DE CARACTÉRISATION DES SÉDIMENTS ÉOLIENS.....	57
3.1. Introduction.....	57

3.2. Géomorphologie des systèmes éoliens	58
3.3. Analyse sédimentaire	68
3.4. Analyse par géoradar	74
3.5. Programme de datation par luminescence	84
3.6. Protocole d'échantillonnage	92
3.7. Détermination de la dose annuelle.....	95
3.8. La mesure de la luminescence	95
3.9. Résultats.....	99
3.10. Conclusion	107
CHAPITRE II : SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE.....	112
4.1 Événements pré-Wisconsinien inférieur	112
4.2 Le Wisconsinien supérieur	113
4.3 Le Tardiglaciaire et l'Holocène	113
CHAPITRE V : CONCLUSION	117
5.1 Recommandation pour les travaux futurs	120
ANNEXE A : COUVERTURE FINALE CARTOGRAPHIQUE	121
ANNEXE B : DONNÉES POUR LA LUMINESCENCE	125
ANNEXE C : RESULTATS GRADISTAT	129
ANNEXE D : DIAGRAMME RADIAL DES ANALYSES OSL	143
BIBLIOGRAPHIE	145

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1	Localisation du secteur à l'étude et principales divisions administratives. (Tirée de Daigneault et al. 2014).	3
Figure 1.2	Modèle altimétrique numérique (MAN) de la région (Tirée de Lefebvre et al. 2015)	6
Figure 1.3	Limite des bassins versants et réseaux hydrographiques de la région de la Chaudière Appalaches (source : Lefebvre et al. 2015)	8
Figure 1.4	Principaux domaines géologiques couverts par la zone d'étude (Données sources : Thériault et Beauséjour. 2012) (tirée de Ladevèze et al. 2016)	10
Figure 1.5	Synthèse des campagnes cartographiques antérieures qui ont été opérées sur le territoire à l'étude (Tiré de Daigneault et <i>al.</i> , 2014)	14
Figure 1.6	Cadre chronostratigraphique synthétique régional, proposé par Lamothe (1989) et Clet et Occhietti (1996)	16
Figure 1.7	Coupe topogéologique le long du fleuve Saint-Laurent (Lamothe, 1989)	18
Figure 1.8	Représentation de la zone couverte dans le cadre du projet PACES 2013-2014 et couverture des données LIDAR disponible sur le territoire à l'étude. Les feuillets cartographiés dans ce projet de maîtrise sont 021L12 et 021L05 (source : Lefebvre et al. 2015).....	23
Figure 1.9	Représentation de la couverture cartographique des dépôts quaternaires (phase 2013-2014); ainsi que les divers auteurs ayant participé à son élaboration (Source : Daigneault et <i>al.</i> , 2014).....	24
Figure 2. 1	Photo illustrant le fort degré d'altération du roc à proximité du l'escarpement rocheux du fleuve Saint-Laurent situé plus en aval de la localité de Sainte-Croix de Lotbinère. Un réseau de contrainte à	

- notamment conduit à une fracturation du shale selon deux plans de fracturation conjugués ($\pm 60^\circ$). (NAD 83 UTM Zone 19 \pm X : 277319 - Y : 5167590)-Feuillet 21L0530
- Figure 2. 2 Portion sommitale d'une coupe (13GT0023) localisée à 5km de l'escarpement rocheux du Saint-Laurent à proximité de la localité d'Issoudun à une élévation de 75m (*asl*), exposant une unité de sables deltaïques à prodeltaïques (sables des Veilles-Forges ?) surmonté par un diamicton silto-argileux gris clair possiblement associé au Till de Gentilly. Feuillet 21L05 (NAD 83 UTM Zone 19 X : 303290 - Y : 5168598)32
- Figure 2. 3 Diamiction (till continu) silto-sableux, plus ou moins compact présentant une réaction HCl avec présence d'un bloc décimétrique. Coupe 13GT0005 de 4 mètres de hauteur localisée à 2,6 km au NO de Lyster à une élévation de 133m (*asl*). Feuillet 21L05 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 298322 - Y : 5141130).....33
- Figure 2. 4 Diamicton silto-sableux brun foncé (10 YR 3/2) plus lâche que le till de Lennoxville, possiblement associé à un till d'ablation. Cette coupe (13MH0023) est localisée à une élévation de 397m (*asl*) à 10km à l'ouest du Lac Etchemin. Feuillet 21L07 (NAD 83 UTM Zone 19 X : 371585-Y : 5140323). (Tirée de Daigneault et al. 2014).....34
- Figure 2. 5 Till mince oxydée (inférieur à 30 cm), de couleur (7,5 y 5/4) dans la portion sommitale, reposant sur le roc fortement fracturé. Affleurement (13EL0016) localisé à 6km au SO de Saint-Zacharie à une élévation de 463m (*asl*). Feuillet 21L01 (NAD 83 UTM Zone 19 X : 394335 - Y : 5103373)35
- Figure 2. 6 Diamicton silto-sableux de couleur brunâtre à oxydé (10 YR 3/2) situé à une élévation de 130m (*asl*), pouvant présenter localement un fort contenu fossilifère de *Hiatella arctica*. Affleurement 13GT0012 localisé à 1 km au nord de Laurier Station - Feuillet 21L05 – (NAD 83 UTM Zone 19 \pm X : 299069 - Y : 5157540).....37
- Figure 2. 7 Affleurement 13GT0020 (localisé à 3 km au SE de Lotbinière) situé à une élévation de 52 m (*asl*), présentant des argiles massives de couleur grise

- (2,5 Y 4/1) associées à des sédiments marins d'eau profonde. Feuillet 21L12 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 277240 - Y : 5164568).....41
- Figure 2. 8 Affleurement 13GT0025 (localisé à 4 km au SO de Saint-Antoine-de-Tilly) situé à une élévation de 79m (*asl*), présentant des alternances de sables graviers disposés en stratification subhorizontale à planaire. Feuillet 21L05 (NAD 83 UTM Zone 19 X : 302185 - Y : 5167215) ...42
- Figure 2. 9 Affleurement 13GT0004 (localisé à 6 km au NE de Lyster) situé à 138 m (*asl*), présentant des alternances de sables et silts (2,5YR 3/2), associé à un faciès de sédimentation sublittoral. Feuillet 21L05 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 302294 - Y : 5144423).....43
- Figure 2. 10 Coupe (13MH0052) (localisée à 6 km au SE de Lyster) présentant deux unités composées de matériel granulaire. La partie basale est caractérisée par une stratification oblique de sable moyen à fin (2,5 Y 3/3) recoupé en contact érosif par une stratification planaire composée de sable à graviers bien trié (2,5 YR 5/2). Feuillet 21L05 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 303694 - Y : 5136292).....45
- Figure 2. 11 Affleurement 13GT0009 (localisé à 5km au NE de Villeroy) situé à une élévation de 132m (*asl*), exposant des sables, graviers et galets associés à des alluvions anciennes (2,5Y 3/3). Feuillet 21L05 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 281922 - Y : 5144613).....47
- Figure 2. 12 Cartographie des milieux humides de la région de Lotbinière, limitrophe à la rivière du chêne (d'après la cartographie des milieux humides du CIC, 2012) (Publié dans le rapport final Lefebvre et al., 2015)49
- Figure 2. 13 Affleurement 13GT0014 (localisé à 5 km au du sud de Saint-Apollinaire) exposant une dune parabolique de 10 mètres de hauteur située à une élévation de 143m (*asl*) composée de sables homogène. Azimut de la photo 40°N. Feuillet 21L12 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 305620 - Y : 5161048)50
- Figure 2. 14 Photo illustrant un poli glaciaire (13EL021) situé à une élévation de 438m (*asl*), caractérisé par la présence de microformes (stries) d'érosion démontrant deux phases d'écoulement distinctes. Un premier mouvement associé aux stries fines démontre un écoulement en direction du N-S (0°-

300°) recoupé par un mouvement (stries profondes (boussole)) en direction du NO-SE (125°-305°). Quelques mouvements sont enregistrés en direction de L'O-E (80°-270° et 105°-285° autres crayons). Ces observations ont également été observées sur les feuillets SNRC 13EL21 et 21L08. (NAD 83 UTM Zone 19 X : 5119172 - Y : 5119574). (Tirée de Daigneault et al. 2014) 53

- Figure 2. 15 Diagramme en rose des vents illustrant la direction des divers microformes d'érosions glaciaire répertoriés sur le territoire lors de la phase de cartographie 2013-2014. Au total 99 sites d'études (stries de sens connu et inconnu) ont été considérés dans cette étude. Les résultats démontrent un fort écoulement orienté N/S recoupé par un écoulement majoritaire en direction du SE 54
- Figure 2. 16 Légende simplifiée des formations quaternaires ayant été utilisées dans cette campagne de cartographie (Commission géologique du Canada - Version février 2010) 56
- Figure 3. 1 Carte de localisation des sites d'échantillonnages 59
- Figure 3. 2 Localisation des échantillons 13GT0014 pour datation par OSL. Les forages en rouge ont été analysés dans la présente étude 60
- Figure 3. 3 Localisation des échantillons 13GT0013 pour datation par OSL. Le forage en rouge a été analysé dans la présente étude..... 61
- Figure 3. 4 Localisation des échantillons 13GT0008 pour datation par OSL. Le forage en rouge a été analysé dans la présente étude..... 62
- Figure 3. 5 Localisation des échantillons 13GT0007 pour datation par OSL. Le forage en rouge a été analysé dans la présente étude..... 63
- Figure 3. 6 Affleurement 13GT0008 (localisé à 2 km à l'est de Villeroy) exposant une dune parabolique de 10 mètres de hauteur située à une élévation de 128m (asl) composée de sables fins très bien trié avec présence de stratification en oblique plane. Feuille 21L12 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 277455 - Y : 5139807)..... 65

- Figure 3. 7 Synthèse de l'orientation des dunes paraboliques observées dans le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent. (Tirée de David 1981). ..66
- Figure 3. 8 Flèche littorale multikilométrique localisée à 2 km à l'est de Villeroy orientée SO, remobilisée par des systèmes de dunes paraboliques orientées SO. Les stations 13GT0008 et 13GT0007 sont également représentées. Imagerie acquise par télédétection laser (LiDAR). Feuillet 21L05 – (NAD 83 UTM Zone 19 - 46°22'19.27"N - 71°52'10.41"O) ..67
- Figure 3. 9 Flèche littorale multikilométrique localisée à 5 km au sud de Saint-Apollinaire orientée NE, remobilisée par des systèmes de dunes paraboliques orientées SW. Les stations 13GT0013 et 13GT0014 sont également représentées. Imagerie acquise par télédétection laser (LiDAR). Feuillet 21L05 – (NAD 83 UTM Zone 19 - 46°33'52.06"N-71°32'54.21"O).67
- Figure 3. 10 Évolution des classes granulométriques en fonction de la hauteur sur quatre systèmes éoliens de la portion centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent (Feuillet 21L05-21L12). X= Taille granulométrique moyenne de 5 mesures par échantillon et Y= Hauteur des forages par rapport au profil.69
- Figure 3. 11 Évolution du degré de dissymétrie en fonction du coefficient d'aplatissement pour les divers profils échantillonnés (adapté de Syvitski, 2007)73
- Figure 3. 12 Imagerie (LiDAR) couplée à un modèle d'élévation numérique du système dunaire 13GT0014. Les lignes de relevés GPR effectuées dans cette étude sont également représentées (les lignes 1 et 6 parcourent le même transect)75
- Figure 3. 13 Bloc diagramme démontrant les principes par sondage géophysique radar (GPR - Ground penetrating radar) (Tiré de Bostanudin, 2013)77
- Figure 3. 14 Mise en contexte du système dunaire 13GT0014 et des diverses lignes de sondages GPR opérées dans le cadre de cette étude78
- Figure 3. 15 Interprétation des relevés GPR pour la ligne 1 (100 MHz)80

Figure 3. 16	Interprétation des relevés GPR pour la ligne 6 (50 MHz)	81
Figure 3. 17	Interprétation des relevés GPR pour la ligne 3 (100 MHz)	82
Figure 3. 18	Interprétation des relevés GPR pour la ligne 3 (100 MHz)	83
Figure 3. 19	Modèle théorique des couches de valences, bande de conduction et centre de recombinaison au sein d'un minéral (Lamothe, 1996)	86
Figure 3. 20	Modèle conceptuel des principes de la datation optique par luminescence (tiré de Lamothe, 1996)	88
Figure 3. 21	Méthode de calcul de la dose équivalente pour l'échantillon 13GT0014-1 grâce à l'interpolation du rapport de la luminescence naturelle (L_n/T_n) sur la courbe de croissance des doses artificiellement administrées en laboratoire (L_x/T_x) (modifié de Duller, 2008)	90
Figure 3. 22	Analyse optique (x120) de l'échantillon 13GT0014-4 par microscopie à balayage électronique (MEB) (Fraction granulométrique 150-250 μm)	94
Figure 3. 23	Porte-échantillon supportant des disques d'aluminium en vue d'une caractérisation par luminescence optique par aliquotes multiples sur un lecteur automatique TL/OSL Risø TD-DA-15	94
Figure 3. 24	Lecteur automatique TL/OSL de type Risø TD-DA-15 utilisé dans le cadre des travaux de datation par luminescence optique (OSL) et infrarouge (IRSL)	96
Figure 3. 25	Luminescence stimulée par infrarouge mesurée sur un aliquot naturel de feldspath (échantillon 13GT0014-4 (FK))	98
Figure 3. 26	Évolution de la décroissance anormale du signal pour l'échantillon 13GT0014-4 par décade de temps	99
Figure 3. 27	Évolution du signal luminescent naturel (L_n/T_n) sur l'échantillon 13GT0014 (Qtz).....	100
Figure 3. 28	Localisation des forages et dates finales de mise en accumulation calculées à partir d'analyses de luminescence optiques (OSL) de grains	

	de sables (feldspath) ($\pm 150\text{-}250\ \mu\text{m}$) pour le système éolien 13GT0014. Feuillet 21L12 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 305620 - Y : 5161048).....	111
Figure 5. 1	Paléo-reconstitution de la position géographique des fronts glaciaires en Amérique du Nord selon David (1981). Les régimes de déflations majoritaires sur la marge glaciaire sont orientés dans le sens horaire et sont associés à la présence d'un système anticyclonique de haute pression. Le différentielle barométrique régnant à la périphérie du front conduira ainsi à la mise en place de vent catabatique adiabatique. Ce régime de déflation est à l'origine des nombreuses dunes paraboliques observées dans le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent.....	119
Figure A.1	Couverture finale cartographique des formations superficielles quaternaires affleurantes dans le domaine de la Chaudière–Appalaches. Carte composite élaborée à partir de plusieurs sources, dont Daigneault et al. 2014 et Parent et al. 2015.....	122
Figure A.2	Feuillet cartographique SNRC 21L05	123
Figure A.3	Feuillet cartographique SNRC 21L12	124
Figure B. 1	Organigramme du protocole de préparation des échantillons en vue d'une datation par luminescence optique (basé sur le protocole du laboratoire de luminescence Lux à l'Université du Québec à Montréal et élaboré à partir de Aitkens (1998)).....	127
Figure B. 2	Résultat des analyses par dispersion énergétique (EDS) obtenues par l'intermédiaire d'un microscope électronique à balayage (MEB) de marque Hitachi SM300 sur le disque n° 3 de l'échantillon (13GT0014-4).	128

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3. 1	Terminologie utilisée pour caractériser les déviations standard selon la classification de Folk et Ward (1957)	70
Tableau 3. 2	Classification des valeurs du coefficient d'aplatissement selon la classification de Folk et Ward (1957)	71
Tableau 3. 3	Récapitulatif des divers paramètres granulométriques (moyenne géométrique avec la méthode de Folk et Ward sur 5 échantillons) acquis et étudiés au travers de la campagne de caractérisation des dépôts éoliens dans la région de Lotbinière, Québec (Feuillet 21L05-21L12)	72
Tableau 3. 4	Protocole SAR-IRSL (modifié de Lamothe, 2014) ayant été appliqué pour cette campagne de datation	97
Tableau 3. 5	Données dosimétriques des échantillons analysés	101
Tableau 3. 6	Récapitulatif des âges qui ont été fournis par la luminescence optique sur les systèmes éolien et fluvial échantillonnés lors cette campagne de datation IRSL.....	105
Tableau B. 1	Teneur en eau calculée en laboratoire sur les échantillons. La teneur en eau a été évaluée après une chauffe de 5 heures dans une étuve à 100°C. Afin de tenir compte des variabilités possibles à l'échelle des temps géologiques, la teneur en eau appliquée pour le calcul des âges a été fixée à 12%.	126

LISTES DES ABRÉVIATIONS SIGLES ET ACRONYMES

- OSL : Optically stimulated luminescence
- IRSL : Infrared stimulated luminescence
- TL : Thermoluminescence
- Ln : Luminescence naturelle
- Tn : Thermoluminescence naturelle
- Gy : Gray (unité de mesure radiative : j / kg)
- Ka: Millier d'années
- α : Alpha
- β : Beta
- γ : Gamma
- U : Uranium
- Th : Thorium
- K: Potassium
- Al : Alluminium
- Si : Silicium
- GPR : Ground penetrating radar
- SIM: Stade isotopique marin
- m: Mètres
- μm : Micromètre
- SNRC : Système national de référencement cartographique
- FK: Feldspath potassique
- Kg: Kurtosis (coefficient d'aplatissement)
- Ski: Skewness (coefficient de dissymétrie)
- SDg : Déviation standard
- (ASl) : Above sea level

RÉSUMÉ

La cartographie systématique des sédiments superficiels (SNRC 21L05 et 21L12) dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent a permis de délimiter la distribution des principaux systèmes morfo-sédimentaires quaternaires. Les différentes unités ont été cartographiées par l'intermédiaire d'analyses de photographies aériennes et de modèles altimétriques numériques de haute résolution (LiDAR). Ces informations ont été combinées à des observations de terrain. Les résultats démontrent que cette région est principalement caractérisée par des unités associées au retrait glaciaire et à l'invasion marine qui accompagna la déglaciation finale du territoire. Les deux cartes produites de la géologie de surface ont également révélé la présence de grandes unités sableuses (multi-km) d'origine éolienne agencées sous forme de dunes paraboliques convexes orientées vers le Sud-ouest. Bien que ces formes de terrain couvrent une superficie importante, des incertitudes demeurent quant à leur origine, l'âge de déposition ainsi que leur signification stratigraphique dans le cadre global de la dernière déglaciation. Conséquemment, des analyses sédimentologiques et chronologiques de quatre systèmes dunaires situés à proximité de la localité de Villeroy ont été effectuées afin d'acquérir des connaissances sur le cadre chronostratigraphique de mise en place de ces accumulations. Des sondages géophysiques (GPR) ont été réalisés sur ces systèmes afin d'obtenir plus d'informations ayant trait à l'architecture interne de ces corps sédimentaires. Ces systèmes ont également été échantillonnés dans le but d'une analyse granulométrique et d'une identification minéralogique. Les faciès sédimentaires présentant des évidences claires associées au transport éolien ont été échantillonnés en vue d'une campagne de datation par luminescence optique (OSL) des minéraux de feldspath potassique. Nos résultats ont démontré que ces derniers étaient probablement associés à la remobilisation de sables d'origines littoraux et deltaïques associés à la régression postglaciaire de la Mer de Champlain. L'orientation majoritaire des champs de dunes paraboliques suggère une forte déflation associée à des vents anticycloniques orientée en direction du S0. Ces conditions ont joué un rôle important dans la formation ainsi que la remobilisation de ces systèmes éoliens dans la partie centrale des Basses-Terres. Les résultats GPR tendent à suggérer que l'activité éolienne s'est opérée au cours d'une seule phase de déflation généralement stable, ponctuée de possibles remobilisations au milieu de la période holocène. Les investigations OSL ont permis d'estimer une période de déflation s'étalant sur 2200 ans, comprise entre $10,3 \pm 0,85$ ka et $8,1 \pm 0,60$ ka. La reprise du drainage se serait quant à elle initiée prématurément avant l'épisode hypsithermal, soit avant $8,7 \pm 0,70$ ka. En somme, les résultats fournis dans cette étude

ont permis d'apporter des contraintes sur la période d'activité éolienne ayant succédé au retrait de la calotte glaciaire laurentidienne, ainsi que la Mer de Champlain et précédent l'entourbement régional. Ces travaux viennent de plus affiner le cadre chronostratigraphique de la déglaciation dans la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent.

Mots-Clés : Holocène, SIM 1, Quaternaire, Basses-Terres du Saint-Laurent, Sable littoraux, Sable éolien, Activité éolienne, OSL, Entourbement.

CHAPITRE I

CARTOGRAPHIE DES DÉPÔTS SUPERFICIELS

1.1. Mise en contexte : objectifs, cadre physique et travaux antérieurs

Les Basses-Terres du Saint-Laurent renferment un enregistrement sédimentaire important qui témoigne des nombreuses avancées et retrait glaciaire du Quaternaire. Son expression en surface et sa géomorphologie témoignent quant à elles de la dernière déglaciation. En ce sens le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent forme une vallée structurale qui fut un haut lieu de sédimentation du Québec méridional depuis au moins le début du Cambrien. Au Pléistocène, l'omniprésence de calottes glaciaires sur le continent nord-américain a influencé de façon significative la nature des dépôts de surface sur l'ensemble du territoire. Celles-ci, au travers de multiples processus ont permis l'édification de sédiments meubles, dont l'origine et la composition varient. Cette couche superficielle sédimentaire largement présente au Québec joue un rôle important dans la gestion du territoire, notamment en raison de l'exploitation des ressources granulaires, de la gestion du risque ainsi que dans l'étude de la recharge des nappes d'eau souterraines. Dans les dernières années, la couverture quaternaire qui caractérise le paysage Québécois a fait l'objet d'une réactualisation en raison de son importance dans la compréhension des phénomènes de surface comme la gestion de la ressource en eau.

Au Québec, l'eau souterraine constitue la principale source d'eau potable pour environ 20 % de la population (Rousseau et al. 2004). L'état des connaissances de cette ressource demeure néanmoins fragmentaire (MDDELCC. 2013). Dans une optique d'acquisition des connaissances, le gouvernement du Québec en 2008 a initié le programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines. Ce programme vise à dresser un portrait global de la ressource en eau souterraine dans le but de la protéger et d'en assurer la pérennité (Gouvernement du Québec. 2014a). Depuis le début de la mise en œuvre du programme, 13 régions ont fait l'objet de projets PACES. Tous ces programmes ont nécessité une révision majeure ou une mise à jour des ensembles de sédiments de surface via l'instauration de programmes de cartographie de diverses ampleurs. Ce projet de maîtrise s'inscrit dans le projet PACES de la région de Chaudière-Appalaches amorcé en 2011. Le but principal de cette recherche se décline en cinq objectifs majeurs à savoir : 1) procéder à une évaluation des connaissances cartographiques et présenter une synthèse des travaux régionaux antérieurs; 2) effectuer des levées de terrain dans le but de produire une carte de la couverture des dépôts meubles de la région de Lotbinière (feuilles SNRC 21L05-21L12) à l'échelle 1 : 50 000 ; 3) caractériser les nombreux dépôts sableux d'origine éolienne qui occupent la région à l'étude. Pour ce faire une campagne de levée géophysique a été conduite afin d'analyser et évaluer la structure interne de ces dépôts, en plus d'analyses granulométriques du matériel; 4) contraindre la mise en place de ces dépôts dans le contexte de l'activité glaciaire régionale (dans cette optique, un programme de datation a été effectué au laboratoire de luminescence de l'Université du Québec à Montréal, afin de produire un cadre géochronologique. Ce type d'information permettra de renforcer les connaissances liées au retrait de la marge glaciaire dans la région des Basses-Terres du Saint-Laurent, ainsi que l'éolianisation du territoire) ; 5) dresser un portrait paléogéographique de la région à l'étude à partir de l'ensemble des travaux.

1.2. Localisation

Le territoire visé par le programme de cartographie des dépôts meubles dans la région de la Chaudière-Appalaches comprend un total de 12 feuillets cartographiques SNRC (Figure 1.1). Cette couverture s'étend sur 11 278 km² et couvre en partie ou en totalité les MRC de Lotbinière, des Appalaches, de la Nouvelle-Beauce, Beauce-Sartigan, Bellechasse, Les Etchemins, Montmagny, L'Islet et Robert-Cliche.

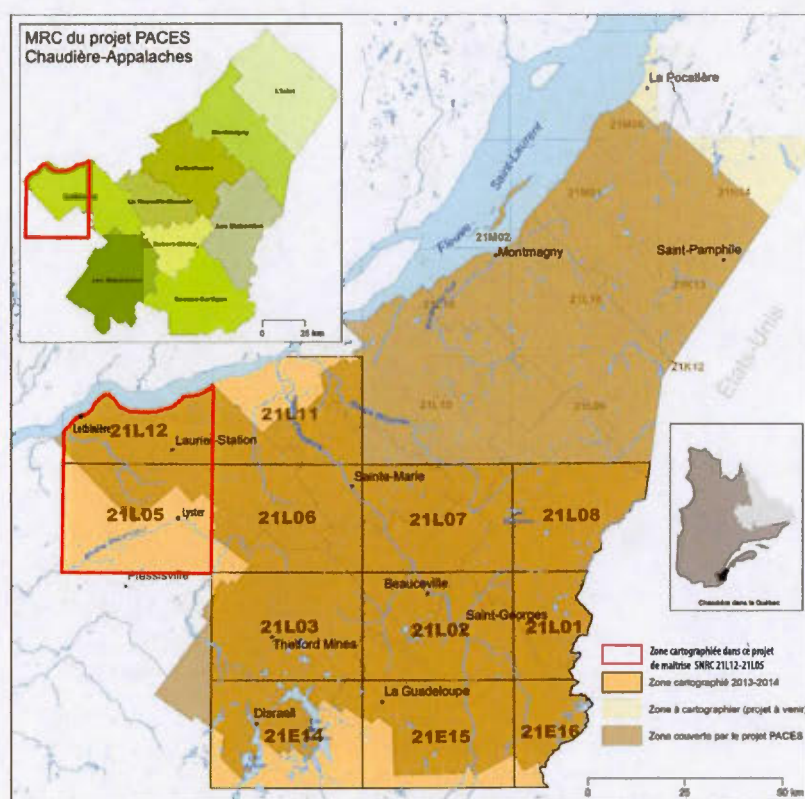


Figure 1.1 Localisation du secteur à l'étude et principales divisions administratives. (Tirée de Daigneault et al. 2014).

Le territoire cartographié est limité au nord par le fleuve Saint-Laurent et au sud-est par les monts Notre-Dame. La portion sud-ouest est limitée par le bassin versant de la Rivière Bécancour. Par ailleurs, la portion incluant la MRC de Charny et Lévis n'a pas fait l'objet d'étude durant ce programme PACES. Quant à la région cartographiée pour ce projet de maîtrise, elle se situe dans les Basses-Terres, ceinturée par les localités de Lotbinière, Laurier-Station et Lyster. Cette région est desservie par un excellent réseau routier comprenant entre autres l'autoroute 20 qui est parallèle au fleuve Saint-Laurent ainsi que l'autoroute 73 (Autoroute de Beauce) qui relie la ville de Québec à la frontière américaine située au sud-est. Ces axes majeurs de transport et le système autoroutier qui s'y rattache facilitent l'accès au territoire et les levés de terrain.

1.3. Physiographie

La région à l'étude recoupe deux domaines physiographiques distincts (Clark et Globensky, 1976 ; Globensky, 1987). Le secteur nord-ouest comprend le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent. Au sud, on retrouve le domaine le secteur Appalachien. La délimitation de ces domaines ne pouvant pas s'appuyer sur une rupture de pente drastique ou autre contrainte géomorphologique nette, la ligne de Logan est communément utilisée pour délimiter ces deux provinces, séparant d'une part les roches «sédimentaires» de la plate-forme du Saint-Laurent au nord et les roches volcano-sédimentaires déformées appalachiennes au sud.

La physiographie du domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent se caractérise par une topographie plane et régulière, comprenant de bas plateaux avec une altitude comprise entre 10 mètres au pied de l'escarpement rocheux du Saint-Laurent et jusqu'à 40 mètres au sommet de celui-ci. Globalement, les Basses-Terres du Saint-Laurent sont inscrites à une élévation comprise entre 10 m et 90 m. Par ailleurs, la limite marine régionale associée à la transgression de la Mer de Champlain culmine aux alentours de

185 m par rapport au niveau de la mer (Daigneault et al. 2014). Ces conditions géomorphologiques font en sorte que les pentes de surface ne dépassent généralement pas une inclinaison de 2 % dans ce secteur.

Le domaine Appalachien se caractérise par une topographie irrégulière, orientée dans un axe NE-SO qui peut-être subdivisé en 4 régions distinctes. Ces régions sont d'est en ouest : le Piedmont, les monts Notre-Dame, le haut plateau de la portion aval de la rivière Chaudière et les montagnes frontalières. Le secteur du Piedmont jouxte le domaine des Basses-Terres et présente une topographie généralement plane avec des pentes de surface faibles (4 % en moyenne). La topographie croît progressivement vers l'est, jusqu'à une élévation de 200 mètres, notamment dans le secteur de Plessisville et Sainte-Marie (Daigneault et al. 2014); (voir figure 1.2).

Les monts Notre-Dame localisés au sud-est sont le reflet des contraintes tectoniques liées aux orogènes appalachiennes qui ont conduits à la mise en place de deux édifices rocheux qui ceignent la vallée. Le haut plateau de la rivière Chaudière varie à une élévation comprise entre 300 mètres et 400 mètres avec des degrés de pentes moyennes supérieures à 7 %. Le secteur occupé par la rivière Chaudière incise le relief appalachien créant ainsi une vallée structurale dont l'élévation est généralement inférieure à 325 mètres. Le secteur des hauts plateaux culmine lui dans leurs parties centrales à une élévation de 915 mètres notamment à proximité de Saint-Damien-de-Buckland. Les données d'élévations fournies ci-dessus sont extraites du modèle d'élévation numérique (DEM) modifié par la Direction du patrimoine écologique et des parcs (DPEP) du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC).

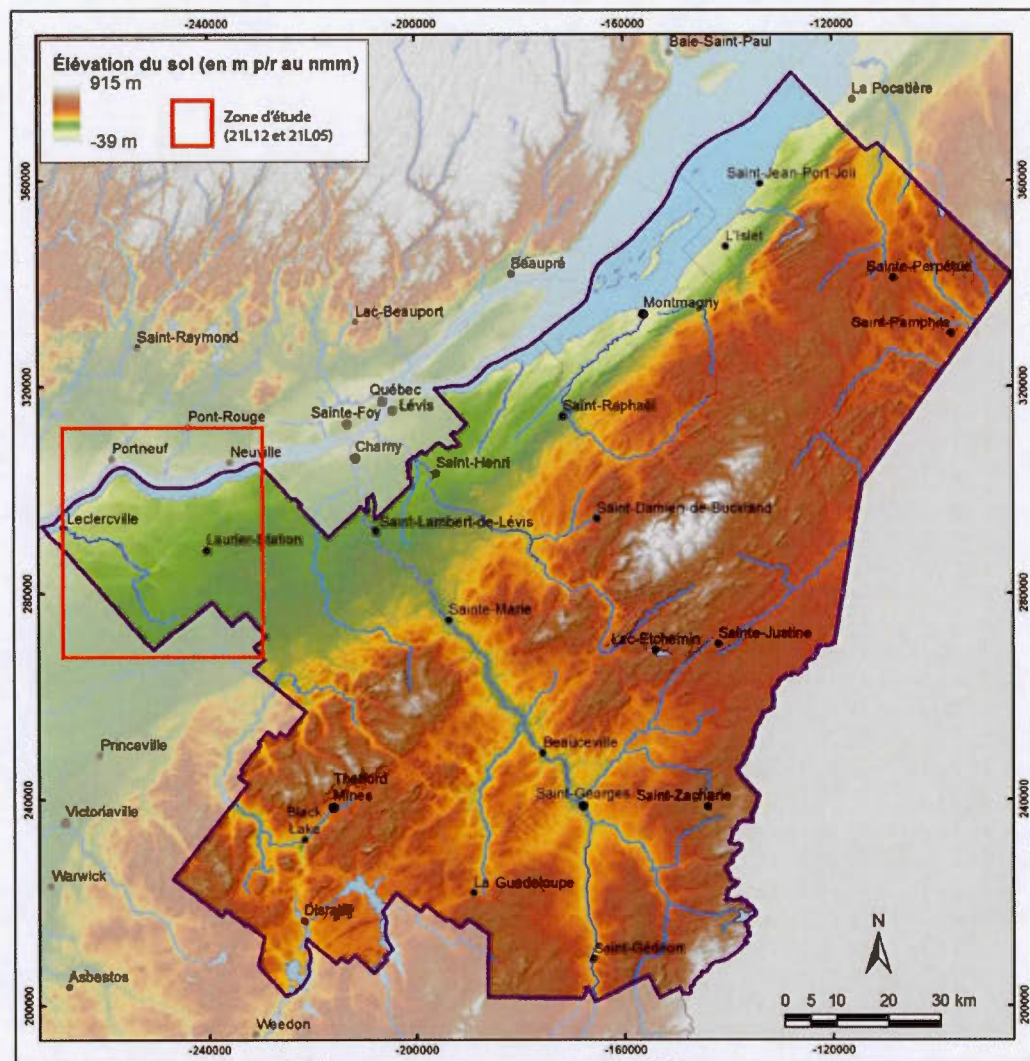


Figure 1.2 Modèle altimétrique numérique (MAN) de la région (Tirée de Lefebvre et al. 2015)

1.4. Hydrographie

Le réseau hydrographique (Figure 1.3) de la région à l'étude se caractérise par l'occupation de neuf principaux bassins versant (Lefebvre et al. 2015). Les principaux lacs sont le Lac Saint-François, le Lac Aylmer et le Lac du Portage. Le bassin versant de la Rivière Chaudière est le plus important et recouvre une superficie de 6690 km² s'étendant des montagnes frontalières situées à l'est jusqu'au fleuve Saint-Laurent au nord-ouest (Thibault, 2008 ; Daigneault et al. 2014). Le cours d'eau majoritaire de ce bassin est la Rivière Chaudière et elle se draine sur une longueur de 196 km. La Rivière Chaudière prend sa source dans le lac Mégantic situé au sud du secteur à l'étude et se draine vers le nord sur 35 km jusqu'au Piedmont Appalachien, avant de bifurquer en direction du nord-ouest jusqu'au fleuve Saint-Laurent. Globalement, les grands systèmes alluviaux dans la région se caractérisent par un écoulement perpendiculaire au grain structural appalachien en direction du nord-ouest. L'orientation du drainage des tributaires (cours d'eau secondaire) est essentiellement dictée par le grain structural (N45°).

Plus localement, situé au sud du bassin de la Rivière Chaudière et limitrophe du fleuve Saint-Laurent, le bassin versant de la rivière du Chêne recoupe 86 % de la MRC de Lotbinière. Ce territoire est régi par l'organisme des bassins versants de la zone du Chêne (OBV du Chêne). D'une superficie 1200 km², ce bassin comporte deux sous bassins : le bassin Henri (212 Km²) et le bassin Huron (146 km²). Le drainage le long de la rivière du Chêne s'étend sur une distance de 87,3 km en direction du nord jusqu'à son embouchure, le fleuve Saint-Laurent. Le couvert forestier occupe 50 % du territoire. Le réseau hydrographique est défini par une grande densité de cours d'eau à faible débit, excepté lors de crues estivales. Ces conditions sont favorables à la mise en place de milieux humides (tourbières boisées, ombrotrophes, minérotrophes, etc.) qui représentent un tiers de la superficie de la zone à l'étude (18 %) (Lefebvre et al. 2015).

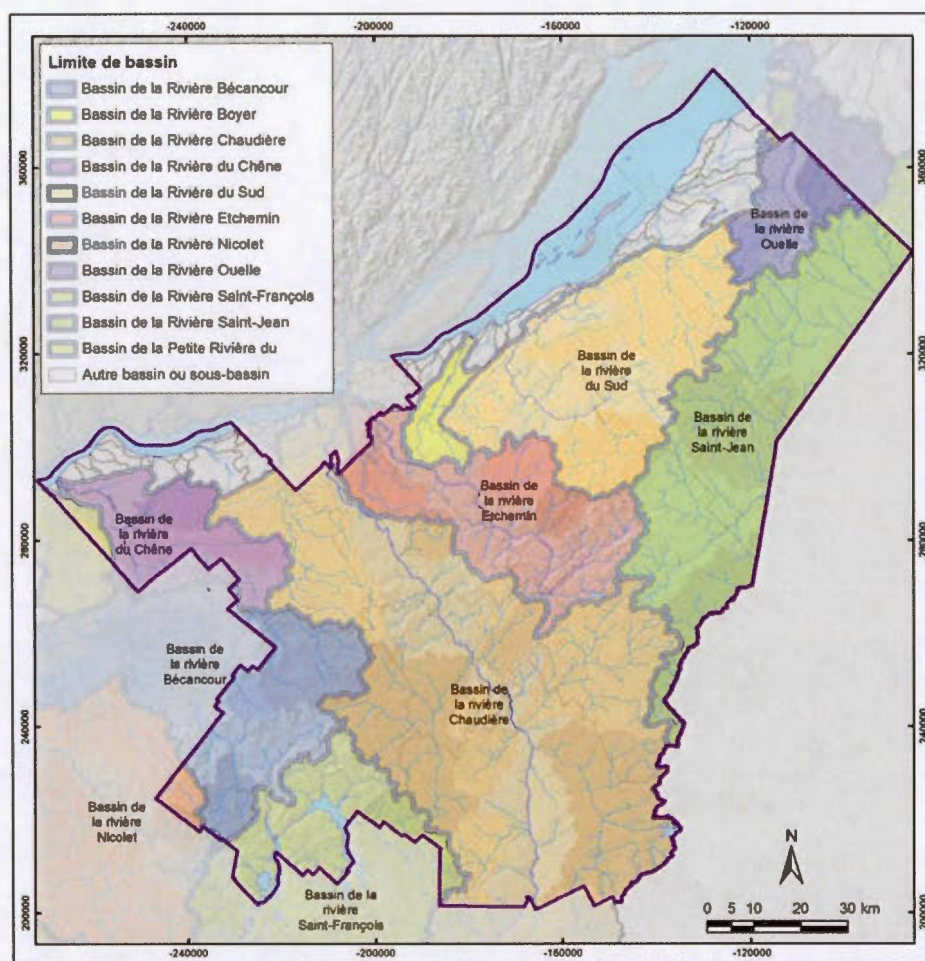
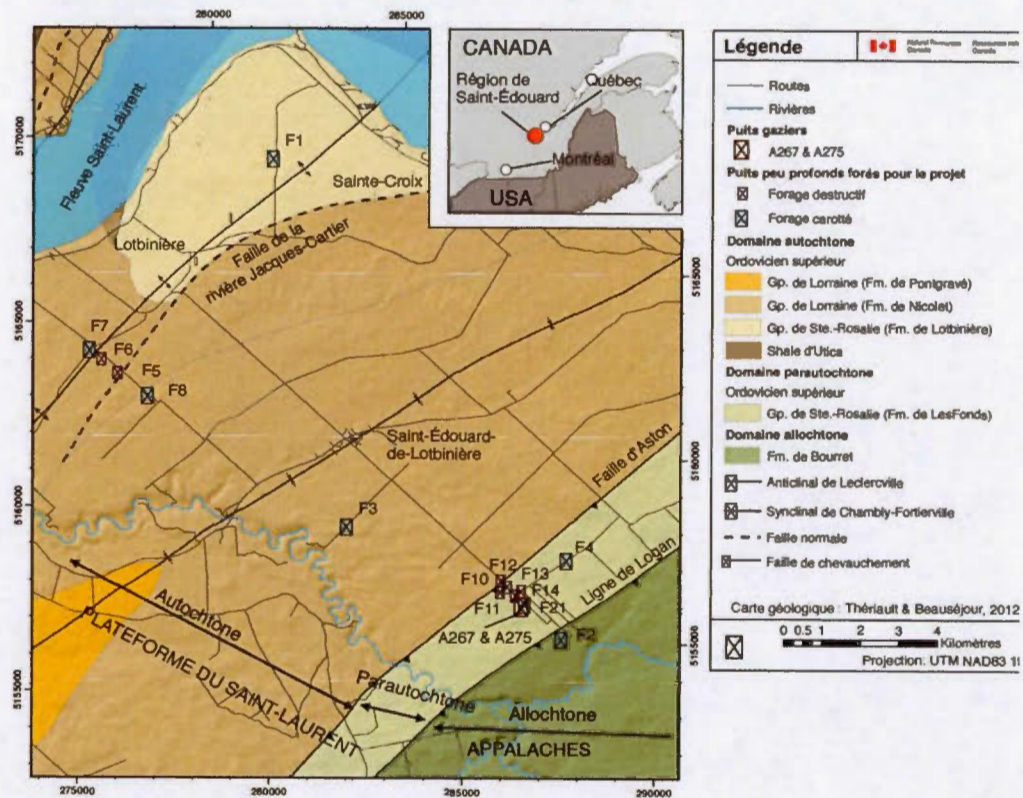


Figure 1.3 Limite des bassins versants et réseaux hydrographiques de la région de la Chaudière Appalachiques (source : Lefebvre et al. 2015)

1.5. Géologie du substratum rocheux

Le contexte géologique du substratum rocheux de la région à l'étude (voir Figure 1.4) se caractérise par la présence de trois provinces géologiques différentes (St-Julien et Hubert, 1975 ; Clark et Globensky, 1976 ; Globensky, 1987) qui sont séparées par la ligne (faille normale) de Logan d'orientation NE-SW. Cette ligne de chevauchement s'étend de la ville de Québec jusqu'au lac Champlain. Les roches sédimentaires de la plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent situées au nord appartiennent au domaine autochtone et parautochtone et sont essentiellement d'âge cambro-ordovicien (Lavoie, 2008). Ces strates ont été déposées dans un contexte de bassins d'avant pays qui par la suite a été affecté par l'orogénie taconienne. Cette orogénie a conduit à un léger plissement, qui se reflète aujourd'hui au travers d'édifices structuraux majeurs formés par le synclinal de Chamby-Fortierville et l'anticlinal de Leclercville (Lavoie, 2008). La distinction entre le domaine autochtone et parautochtone s'appuie sur le degré de déformation du substratum rocheux qui est plus élevé dans le domaine autochtone (Cameau et al. 2004). D'autres failles normales affectent ce secteur comme notamment la faille de la rivière Jacques-Cartier. Le synclinal de Chamby-Fortierville est orienté vers le NE et montre une plongée en direction du SO à son extrémité, près de la localité de Fortierville. Le cœur du synclinal renferme la Formation de Nicolet (Groupe de Lorraine et d'Utica) composé de shale gris/noirs, calcaire et grès d'âge ordovicien supérieur. En périphérie, on observe des lithologies appartenant à la Formation de Lotbinière (Groupe de Sainte-Rosalie) qui est constitué de shale noirs calcaires, ardoise, et dolomie d'âge ordovicien (Globensky, 1987)..

Dans la région à l'étude le roc, essentiellement composé de shale appartenant au Groupe d'Utica est fortement altéré dans la portion superficielle.



Ces formations rocheuses sont principalement observées à des élévations supérieures à 150 m comme notamment à proximité de la ville de Laurier-Station. Le sommet de ces reliefs est recouvert par un fin drapé composé d'une fine couche de till mince (Tm), bien souvent remanié. Les sédiments d'origine quaternaires vont ainsi jouer un rôle significatif dans l'élaboration du drainage moderne. En effet, la couverture sédimentaire peu présente dans le contrefort appalachien a tendance à s'épaissir du sud vers le nord. La couverture sédimentaire pouvant atteindre jusqu'à quelques centaines de mètres, notamment au sommet de synclinal de Chambly-Fortierville. En l'absence

de contrôle structural, le réseau de drainage dans les Basses-Terres du Saint-Laurent est généralement orienté NW-SE (Godbout, 2013).

1.6. Travaux antérieurs et géologie du Quaternaire

Les investigations pour comprendre l'histoire glaciaire dans la vallée moyenne des Basses-Terres du Saint-Laurent se sont déroulées en plusieurs étapes (voir synthèse de Daigneault et al. 2014). Le texte qui suit se base sur ce dernier rapport. Les premiers travaux ont été menés par Ells (1887) et Chalmers (1898) qui se sont attardés à décrire les différents aspects de la géologie quaternaire (stratigraphie, patron d'écoulement et retrait glaciaire) dans les régions de l'Estrée et de la Beauce. C'est au cours des premiers projets de caractérisation des eaux souterraines en 1955 que l'on commence à investiguer de façon systématique les dépôts quaternaires de la région centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent Gadd (1971). La synthèse de ces travaux fait encore office de référence dans l'histoire quaternaire des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les travaux de la commission géologique du Canada (McDonald et Shilts, 1971) ont contribué significativement à l'avancée des connaissances de la géologie glaciaire dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. Par la suite un nouveau cadre stratigraphique pour l'ensemble de la région des Basses-Terres du Saint-Laurent a été présenté par Lamothe (1985), lequel est articulé autour de la géochronologie de la séquence quaternaire des localités de Pierreville et Saint-Pierre-les-Becquets (*se référer à la section suivante*).

Dans le contrefort appalachien, Chauvin (1979a, 1979b) a contribué à alimenter les connaissances liées à la stratigraphie quaternaire notamment dans les régions de Thetford Mines et Asbestos. La région d'Asbestos-Valcourt fera d'ailleurs l'objet de la thèse de doctorat de Parent (1987). Le cadre stratigraphique régional principalement sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent a été établi grâce aux travaux de Karrow (1957) et Occhietti (1979a). Les travaux de Bernier et Occhietti (1990) ; Besré et Occhietti (1990) ; Clet (1989) ; Clet et Occhietti (1996) ; Ferland et Occhietti (1990a, 1990b) ; Occhietti (1990) et Occhietti et al. (1996) ont permis de préciser le cadre

stratigraphique. La dernière grande synthèse des dépôts quaternaires dans la vallée de la Chaudière-Appalaches a été opérée en 2013 au cours d'un projet de doctorat mené par Caron (2013).

Globalement, ces différents travaux indiquent que l'histoire de la géologie glaciaire du centre et du sud du Québec peut être regroupée sous quatre grands traits (Daigneault et al., 2014 : page 20) : « 1) la présence de dépôts pré-till de Lennoxville (Wisconsinien supérieur) dans les bassins versants de la Saint-François et de la Chaudière notamment (McDonald et Shilts, 1971; Gadd et al. 1972 ; Shilts, 1981; Lamothe et al. 1992 ; Caron, 2013) ; 2) la présence de glaces tardives dans les hautes-terres des Bois-Francs (Lamarche, 1971; Gadd et al., 1972 ; Lortie, 1976 ; Parent et Occhietti, 1999) ; 3) le développement de lac d'obturation glaciaire lors de la déglaciation qui s'effectuait généralement vers le nord-ouest (McDonald et Shilts, 1971; Chauvin et al. 1985 ; Blais, 1989 ; Parent et Occhietti, 1999) ; 4) le passage des phases lacustres à la phase marine (Gadd et al. 1972 ; Gauthier, 1975; Parent et Occhietti, 1988 ; Blais, 1989 ; Parent et Occhietti, 1999). » Le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent est lui caractérisé par trois unités glaciogéniques intercalées par des unités non-glaciaire (*se référer à la section 1.8*).

Plus localement dans la région de Saint-Édouard de Lotbinière, LaSalle et Shilts (1993) ont rapporté une probable réavancée du front glaciaire (réavancée de Saint-Nicolas). Cette réavancée serait associée à la présence de la moraine de Saint-Édouard. Quelques évidences de ce probable événement datant possiblement du Younger Dryas ont été observées lors de cette campagne (voir chapitre 2). D'autres travaux ont été entrepris par la commission géologique du Canada (Ladevèse et al., 2016). Ces travaux apportent un regard nouveau sur la stratigraphie en profondeur au travers de nombreuses données de forages. Pour plus d'information, le lecteur est invité à consulter le rapport sur la caractérisation hydrogéologique dans la plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent, région de Saint Édouard-de-Lotbinière, Québec

(Ladevèse et al. 2016). Dans le cadre de ce projet de maîtrise, l'investigation a porté l'accent sur les lithologies d'origines éoliennes. Au travers des dernières années quelques auteurs ont documentés ce phénomène tel que David (1981) et Fillion (1987). Cette maîtrise a donc pour but de raffiner notre compréhension de l'épisode éolien ayant affecté la partie centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent peu de temps après l'énondation de la Mer de Champlain, soit au début de la période Holocène.

1.7. Historique des travaux de cartographie

Les récents travaux de cartographie relié au projet PACES de la région de la Chaudière-Appalaches a permis de dresser un historique sur les travaux de cartographie de la géologie de surface. En somme, la caractérisation des dépôts superficiels dans la région à l'étude a été menée au cours de deux périodes, soit de 1964 à 1992 et de 2011 à 2013 sous la direction d'organismes gouvernementaux tels que le Ministère de l'énergie et des Ressources (MER) anciennement appelées Ministère des Richesses du Québec (MRN) et la Commission Géologique du Canada. Une vaste campagne de compilation des travaux de cartographie dans la région appalachienne a été colligée par le MRN en 1984 (Gaucher et Associé, 1984). Le fruit de ces travaux de compilation a permis la création de cartes principalement à l'échelle 1 : 50 000, à l'exception des feuillets 21L05 (1 : 63 360) et 21L07-21L08 (1 : 100 000). Les résultats issus des travaux de compilation du MER ont été intégrés dans la synthèse de Chauvin et al., (1985) et Lasalle et al., (1977). La cartographie le long des berges du fleuve (21L12 et 21L11) a été entreprise à diverses périodes par le MER (1984), mais encore par Lasalle (1978) ; Lasalle et al., (1980) et Gélinas (1971). La cartographie du feuillet 21L05 à l'échelle 1 : 63 360 a été entreprise par Dubé en 1971.

Dans le contrefort appalachien, la cartographie a été entreprise par des géologues de la commission géologique du Canada. Gadd et al. (1972) et Shilts (1981) ont contribué à la production de feuillets, néanmoins avec des échelles cartographiques variables à savoir 1 : 50 000 (21L02 et 21L07), 1 : 63 500 (21L02), 1 : 100 000 (21E15 et 21E16)

et 1 : 125 000 (21E15 et 21E16). La figure 1.5 représente les diverses campagnes de cartographie qui ont été opérées sur le territoire à l'étude.

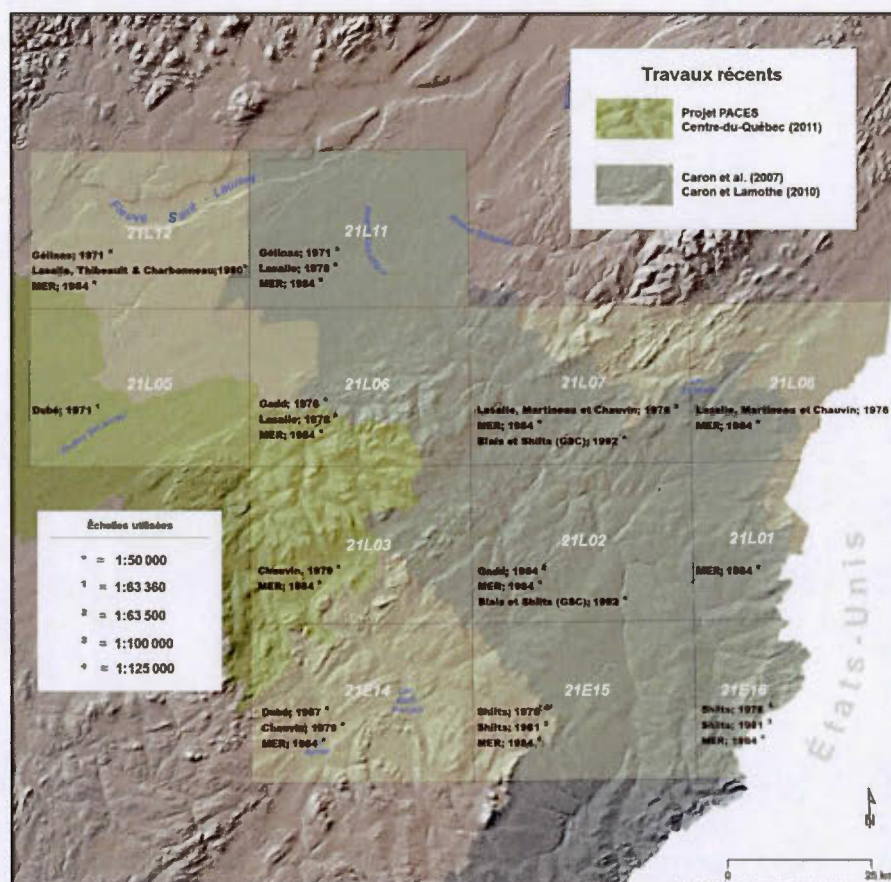


Figure 1.5 Synthèse des campagnes cartographiques antérieures qui ont été opérées sur le territoire à l'étude (Tiré de Daigneault et *al.*, 2014)

1.8. Évolution du cadre lithostratigraphique des sédiments quaternaires

Dans le cadre de ce projet de maîtrise, les travaux de cartographie ont démontré la prédominance des dépôts éoliens post-Mer de Champlain à une élévation de 115 mètres (*asl*). Malgré ceci, la caractérisation ainsi que les travaux d'analyse ont

nécessité une revue bibliographique de l'ensemble des travaux ayant attiré à la géologie quaternaire dans la portion Sud du Québec. Cette section vise ainsi à intégrer et synthétiser les multiples recherches qui permettent de définir le cadre lithostratigraphique qui fait encore référence actuellement. Pour plus d'information, le lecteur est référé aux travaux de (Godbout, 2013) sur la cartographie et la modélisation hydrogéologique du bassin de la rivière Bécancour.

L'alternance des cycles glaciaires et interglaciaires dans le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent au cours du Pléistocène est à l'origine de la mise en place d'une succession complexe d'unités stratigraphiques. Plusieurs unités stratigraphiques d'origine glaciaire ont été décrites au cours de la dernière décennie (Chalmers, 1898 ; Keele, 1915 ; Karrow, 1957 ; Gadd, 1955, 1960, 1971 ; Lamothe, 1985, 1989; Godbout, 2013). Au cours des 30 dernières années, le cadre chronostratigraphique des Basses-Terres du Saint-Laurent a été réactualisé. Les travaux doctoraux d'Occhietti (1979) dans la région de Saint-Maurice et de Lamothe (1985) dans la région de Bécancour et Pierreville ont démontré de multiples évidences de terrain illustrant un écoulement glaciaire multiphasé. La stratigraphie isotopique marine au cours de la période Pléistocène totalise une quinzaine d'évènements glaciaires, néanmoins la présence de trois marqueurs glacigéniques ont été avérés dans les Basses-Terres du Saint-Laurent (Lamothe, 1989). Ces marqueurs de compositions diamictique sont : le Till de Bécancour, le Till de Lévrard, et le Till de Gentilly. Ces trois unités sont datées par ordre successif de l'Illinoien supérieur, du Wisconsinien inférieur et du Wisconsinien supérieur (Lamothe, 1989).

La stratigraphie des Basses-Terres du Saint-Laurent a été initialement décrite par Gadd (1955,1971) et Karrow (1957), celle-ci s'illustre au travers de deux stades et d'un interstade climatique d'âge wisconsinien, précédant l'interstade Holocène actuel représenté par la Mer de Champlain. Le State Nicolet constitue le stade le plus ancien et est représenté par les Varves du Cap Lévrard, le Till de Bécancour et les Varves de

Pierreville (figure 1.6). L'interstade de Saint-Pierre est assimilé à un interstade un peu plus froid que l'actuel (Terasmae, 1958), mais suffisamment tempéré pour rétablir le réseau de drainage efficace. Ces conditions conduiront à l'édification des Sédiments de Saint-Pierre organisés sous forme des sables fluviaviatiles, avec des alternances de silts lacustres et des niveaux de tourbes. Au travers d'étude pollinique, Terasmae (1958) a démontré que les Sédiments de Saint-Pierre se seraient déposés dans des conditions climatiques de type boréal. Succédant à l'Interstade de Saint-Pierre, le Stade de Gentilly est défini par la présence des Varves de Deschaillons et du Till de Gentilly. La figure 1.6 tient à présenter le cadre stratigraphique de la région de Basses-Terres du Saint-Laurent (D'après Lamothe, (1989); et Clet et Occhietti (1996).

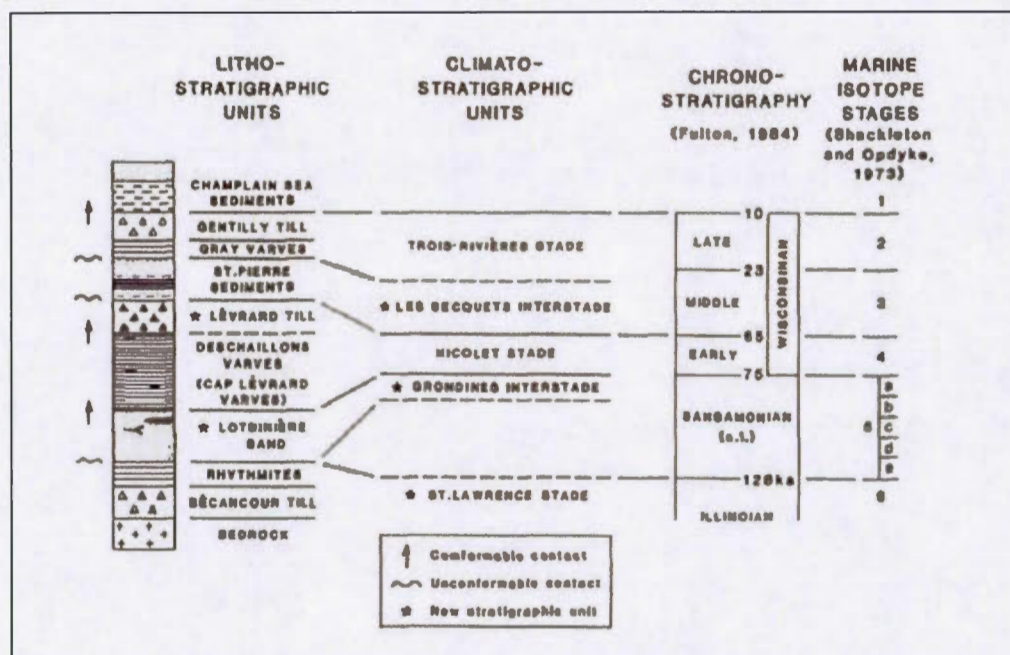


Figure 1.6 Cadre chronostratigraphique synthétique régional, proposé par Lamothe (1989) et Clet et Occhietti (1996)

Lamothe (1989) introduira ensuite un nouveau cadre chronostratigraphique de la portion sud du Québec. Ce cadre stratigraphique est construit à partir d'observation de terrain et est basé sur le principe d'une fluctuation de la marge glaciaire et de ces

répercussions sur l'obstruction du drainage régional. Ce nouveau cadre inclura une nomenclature avec deux nouvelles unités lithostratigraphiques. D'une part, les Sables de Lotbinière qui sont caractérisés par des sables fins avec des alternances de stratifications subhorizontales entrecroisées de couleur jaune oxydée et d'autre part, un diamicton d'origine glaciaire : le Till de Lévrard. Les Sables de Lotbinière ont par ailleurs révélé la présence de tourbes de type *sphaignes* fossilisées dans la portion sommitale, qui ont été datées par radiocarbone à 66 et 74 ka (Dreimanis, 1960 ; Stuiver *et al.*, 1978). Trois nouvelles unités climatostratigraphiques seront également ajoutées telles que : le Stade du Saint-Laurent, l'interstade de Grondines ainsi que l'Interstade Les Becquets. Le Stade du Saint-Laurent sera associé à la plus ancienne glaciation (Stade Isotopique Marin 6), l'Interstade de Grondines (SIM 5a) marquera la reprise du drainage dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, suite au retrait de l'Inlandsis laurentidien. Tandis que l'Interstade Les Becquets marque un interstadiaire un peu plus frais que l'actuel (SIM3) (Matthews, 1987 ; Terasmae, 1960). Les récents travaux en luminescence optique ont permis de positionner l'âge des formations de Saint-Pierre et des Sables des Vieilles-Forges respectivement à $44 \pm 3,49$ Ka et 50 ± 4 Ka (Godbout, 2013). La figure 1.7 présente une coupe topogéologique de la répartition des différentes unités rediscutées par Lamothe (1989) le long du fleuve Saint-Laurent.

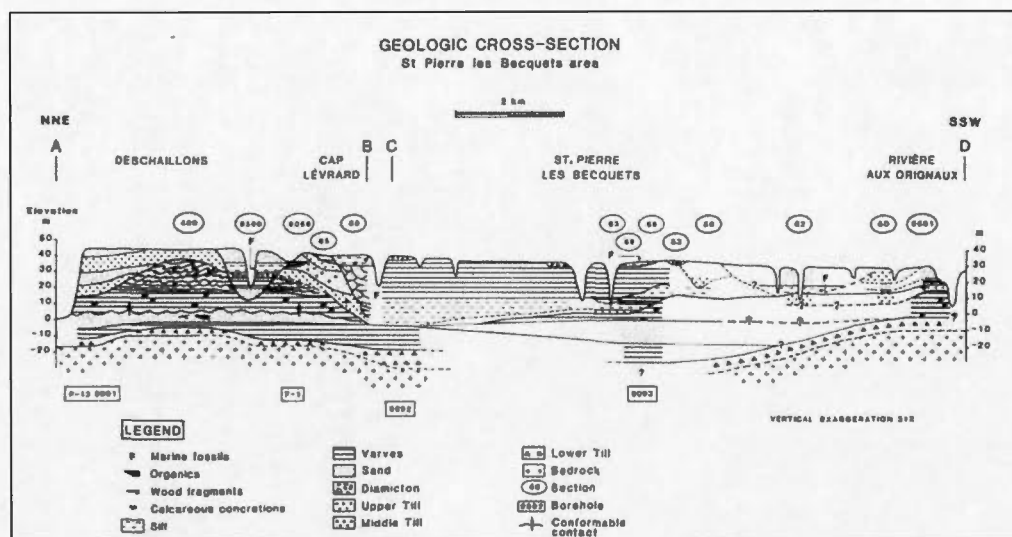


Figure 1.7 Coupe topogéologique le long du fleuve Saint-Laurent (Lamothe, 1989)

Ce cadre stratigraphique régional initialement conçu par Lamothe (1989) et modifié par Clet et Occhietti (1996) a servi de base à la compréhension de l'architecture de la déposition des unités quaternaires dans les Basses-Terres du Saint-Laurent. La compréhension de ce même cadre stratigraphique a également permis d'émettre des hypothèses sur l'origine des nombreux corps sableux remaniés sous forme de dunes paraboliques qui ont été cartographiées lors de ce projet.

Le comté de Lotbinière a été fortement influencé par les diverses avancées glaciaires au Pléistocène y rendant la stratigraphie en profondeur complexe. À la surface les processus fluviaux et érosifs engendrés par la déglaciation ont joué un rôle significatif dans l'édification de dépôts contrastant avec les lithologies sous-jacentes en raison du haut degré d'altération et de lessivage. En effet, la transgression de la Mer de Champlain a contribué à disséminer des sables littoraux sur l'ensemble du territoire. La régression de ce bassin marquera un épisode érosif ayant favorisé le lessivage des unités glaciaires (i.e. Till). D'autres part la mise en place de système dunaire de type parabolique sur le territoire traduira un autre grand trait des éléments lié à la

déglaciation sur le territoire. Une description des unités lithologiques liées à la déglaciation est présentée en détail au chapitre 2, en raison de leur importante répartition sur les feuillets cartographiés (21L05/12).

1.9. Écoulements glaciaires dans la région à l'étude

La chronologie des écoulements glaciaires dans la région à l'étude a été documentée par plusieurs auteurs au cours de nombreuses campagnes régionales. Les différentes marques d'érosion glaciaire (stries, queues-de-rat, cannelures) et la morphologie des surfaces polies peuvent fournir de l'information quant aux écoulements glaciaires régionaux. La mesure de la direction et du sens d'orientation de ces stries a permis de bâtir un cadre des écoulements dans la région des Basses-Terres du Saint-Laurent et de la Chaudière Appalaches. En raison du manque d'affleurement rocheux dans le domaine des Basses Terres du Saint-Laurent, la recherche de marque d'érosion glaciaire (Chalmers, 1898 ; Gadd, 1978 ; Gauthier, 1975 ; Lamarche, 1971, 1974 ; Lortie, 1976 ; Parent, 1987) s'est essentiellement concentrée dans le secteur des Appalaches. Ces travaux ont permis de rapporter une série de mesures prouvant pour la première fois l'existence de plusieurs familles d'écoulements régionaux. Au cours de ces travaux, Lortie (1976) a effectué une compilation des diverses familles d'écoulements qui avait préalablement été répertoriée par Gadd, McDonald et Shilts (1972). Le résultat de ces compilations a montré l'existence de 6 mouvements glaciaires, dont certains seraient probablement associé à des fluctuations locales de la marge glaciaire. À l'issue de ses travaux Lortie (1976) postule l'existence de quatre grandes familles d'écoulements qui sont citées par ordre d'ancienneté : (1) sud-ouest et ouest, (2) sud-est, (3) nord (4) ouest. Dans ces travaux de cartographie de la région d'Asbestos, Parent (1987) confirme les hypothèses émises par Lamarche (1971, 1974) et Lortie (1976), notamment sur la reconnaissance de trainée de dispersion de blocs erratiques. Ces observations ont permis d'améliorer le cadre chronologique des écoulements régionaux. D'après ces auteurs, le premier mouvement enregistré serait

attribué à la dernière glaciation (Wisconsinienne). Les mesures d'écoulements sont orientées NW-SE et seraient rattachées à l'avancée de l'Inlandsis laurentien. Ces derniers sont recoupés par un mouvement plus récent en direction de l'Ouest, qui pourrait être rattaché à la glaciation de Lennoxville (Parent, 1987). Lortie (1976) mentionne pour sa part l'existence d'un mouvement final en direction du Nord. Les derniers écoulements en direction de l'Ouest et du Nord seraient liés à des variations locales de l'écoulement de la calotte résiduelle des Bois-Francs, en direction du fleuve Saint-Laurent et de la vallée de la rivière Saint-François au tardiglaciaire (Lortie, 1976 ; Godbout, 2013).

1.10. Contexte des travaux de cartographie des formations superficielles

1.10.1. Contexte général

Les multiples épisodes glaciaires qui ont affecté la région ont joué un rôle significatif dans l'édification de la séquence des dépôts meubles. Ces événements glaciaires ont conduit à la mise en place de dépôts diamictiques (tills) sur l'ensemble du territoire, dont les enregistrements sont très bien préservés dans le contrefort appalachien situé au sud. Plus au nord, dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, les événements liés à la déglaciation ont significativement marqué l'enregistrement sédimentaire notamment l'invasion de la Mer de Champlain. Le comté de Lotbinière se retrouvant en grande partie sous la limite marine régionale (190m asl), il a donc été fortement influencé par cet épisode. Le fort degré de lessivage des unités affleurantes a abouti à l'édification de faciès contrastant avec le domaine appalachien. Dans ce projet de cartographie, l'exploitation de la couverture numérique LIDAR a permis d'une part, d'améliorer la distinction entre les différentes unités qui recouvrent le domaine d'étude et d'autre part de confirmer la présence de grandes flèches littorales de taille kilométrique, lesquelles ont été ensuite remobilisées sous forme de dunes paraboliques. La reconnaissance de nombreux dépôts d'origine éolienne associés à ces dépôts littoraux nous a conduit à entreprendre un programme de caractérisation en profondeur afin de comprendre quelle

est l'origine, l'architecture interne, la répartition spatiale ainsi que la chronologie de mise en place de cette lithologie qui a été largement cartographiée sur le territoire. De nombreux auteurs (e.g., Lamothe, 1985 ; Godbout, 2013) ont œuvré à la compréhension de la stratigraphie régionale. Ces connaissances ont permis l'édification d'un cadre chronostratigraphique régional s'attardant sur la corrélation des unités stratigraphiques avec les diverses avancées glaciaires régionales connues. Néanmoins de multiples incertitudes demeurent sur les événements précédents le retrait de la Mer de Champlain. Cette nouvelle campagne de cartographie régionale initiée dans le cadre du projet PACES a ainsi permis la réactualisation de cartes des dépôts de surface datant de 1984 (E.Gaucher). Les nouvelles données cartographiques et analytiques fournies dans la présente étude contribueront à comprendre et raffiner la compréhension du cadre de l'exondation de la Mer de Champlain ainsi que l'éolianisation des Basses-Terres du Saint-Laurent.

La couverture cartographique des formations superficielles en Chaudière-Appalaches n'est pas uniforme et présente une qualité variable en raison principalement de l'étendue temporelle des travaux de cartographie au cours des dernières décennies (e.g., Ballard et al., 2013). Dans ce contexte il s'est avéré nécessaire de procéder à une mise à jour de l'ensemble des cartes de la région. Une équipe de L'UQAM sous la direction de professeurs Robert-André Daigneault et Martin Roy, en collaboration avec le MRN, a donc été mandatée par le MDDELCC afin de dresser une cartographie uniforme et de qualité dans la région de la Chaudière-Appalaches. Initialement, ce mandat cartographique devait s'opérer au travers de deux campagnes de levée de terrain de 2013-2014 et de 2014-2015. Toutefois, la dernière campagne couvrant le secteur nord, prévue entre 2014 et 2015, a été annulée suite à un défaut de financement. Pour pallier à ce manque d'information de terrain, la cartographie s'est effectuée grâce à l'interprétation d'images LIDAR pour le secteur nord limitrophe au fleuve (situé sous la limite marine). L'intérêt de l'imagerie Lidar réside dans sa grande résolution, permettant ainsi une cartographie de détail là où la couverture sédimentaire est

complexe et abondante, comme par exemple à proximité du fleuve Saint-Laurent. Des corrections semi-automatiques par SIG à partir de cartes existantes pour le reste de la région (au-dessus de la limite marine) ont été utilisées par le groupe de l'INRS qui s'est chargé de la cartographie de cette portion du territoire (Lefebvre et al. 2015). La figure (1.8) est issue du rapport publié par Lefebvre et al. (2015) et tient à présenter les différents feuillets qui ont été cartographiés au cours de la première campagne à savoir de 2013 à 2014. Cette même figure tient également à préciser la limite de la zone d'étude totale couverte par le projet PACES ainsi que la couverture de données LIDAR disponibles.

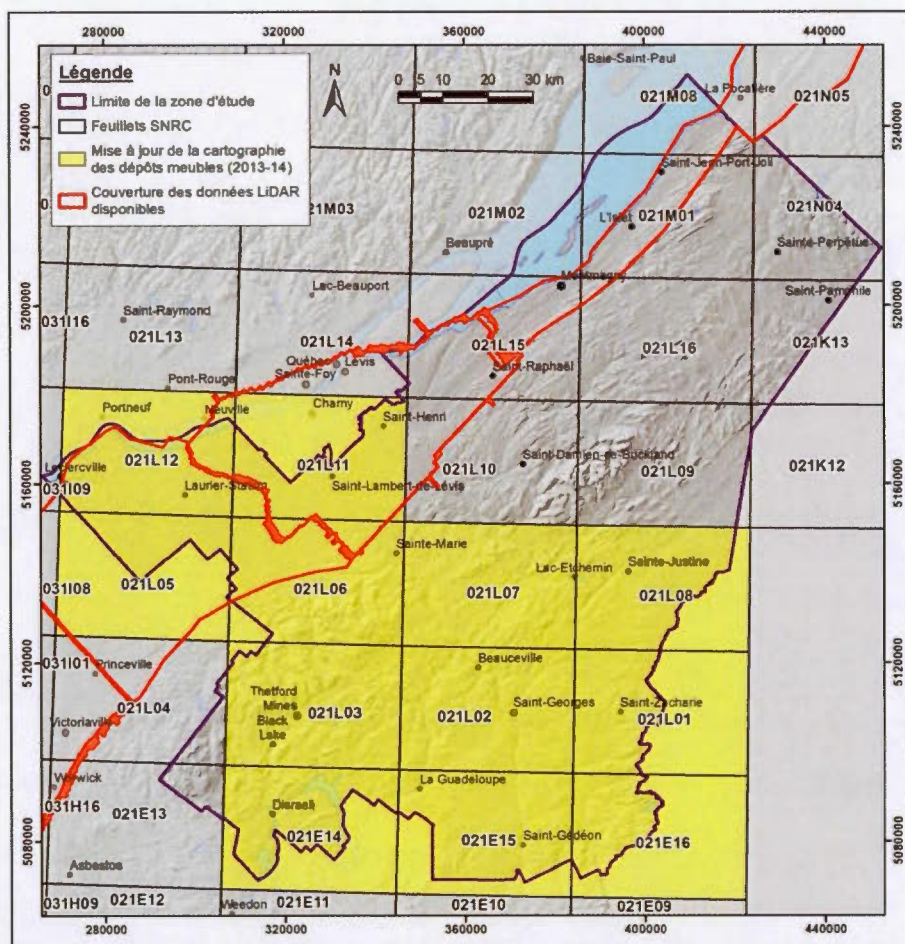


Figure 1.8 Représentation de la zone couverte dans le cadre du projet PACES 2013-2014 et couverture des données LIDAR disponible sur le territoire à l'étude. Les feuillets cartographiés dans ce projet de maîtrise sont 021L12 et 021L05 (source : Lefebvre et al. 2015)

1.10.2. Objectifs et méthodologie

Le principal objectif des travaux de cartographie pour ce projet vise la production de 2 cartes couvrant une superficie totale de 1170 Km² de la géologie quaternaire, présentant ainsi la distribution spatiale des sédiments meubles de surface. Les cartes couvrant la région de Lotbinière (SNRC 21L05-L12), produites dans le cadre du présent mémoire font partie des 12 cartes qui ont été produites dans le cadre du projet

PACES. Les travaux de cartographie se sont déroulés au courant de l'été 2014. Les relevés de terrain ont été opérés avec l'aide d'un assistant de terrain (étudiant au baccalauréat), sous la supervision d'un professionnel de recherche : Sylvain Milette. La figure (1.9) présente les différents territoires ainsi que les divers auteurs qui ont participé à la cartographie du territoire à l'étude au travers de ce projet (Daigneault et al., 2014). Pour mener à bien ce projet, la mise en place de la carte s'est déroulée en quatre principales étapes telles que : a) La photo-interprétation préliminaire; b) La campagne de terrain; c) La compilation des observations de terrain et la photo-interprétation finale, ainsi que d) la mise en page et l'agencement vis à vis des autres feuillets.

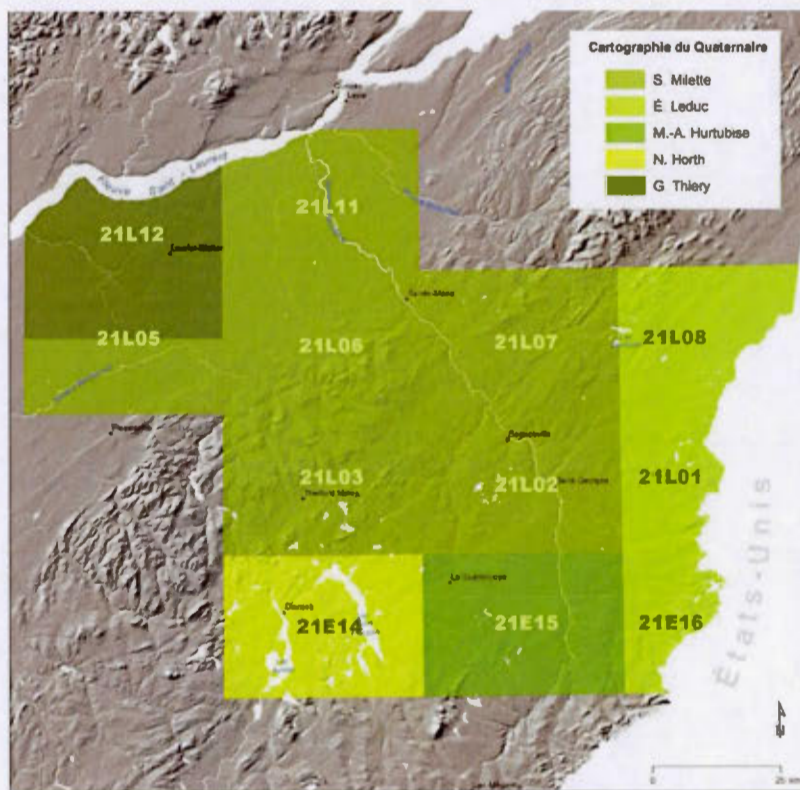


Figure 1.9 Représentation de la couverture cartographique des dépôts quaternaires (phase 2013-2014); ainsi que les divers auteurs ayant participé à son élaboration (Source : Daigneault et al., 2014)

1.10.2.1 *Photo-interprétation préliminaire*

Dans un premier temps, l'étude comportait des travaux d'analyses préliminaires de photos aériennes du MRNF à l'échelle 1 : 40 000. Il s'agissait ici de localiser des sites d'intérêts tels que des gravières, sablières et coupes stratigraphiques puis d'en tracer les principaux éléments géomorphologiques, à partir des critères d'identification usuels (texture, teinte, forme, arrangement, répartition et taille). Cette étape de photo-interprétation préliminaire s'est opérée de façon traditionnelle grâce à l'aide de stéréoscopes à miroir mais également grâce à Google Earth. La photo-interprétation préliminaire se révèle être une étape nécessaire pour identifier les routes d'accès ainsi que les zones énigmatiques. En plus de gagner du temps, cette étape a permis de cibler des secteurs où il sera possible de valider les interprétations préliminaires, notamment le long de coupes stratigraphiques affleurant la plupart du temps dans les ravins ou en fond de vallée.

1.10.2.2 *Campagne de terrain*

Dans un second temps, ces observations ont été vérifiées lors d'une campagne de terrain d'une durée de deux semaines ayant pour but de caractériser la nature des dépôts de surface. Pour ce faire, un camp de base a été établi à Lotbinière du 22 juillet au 9 août 2014. Les relevés de terrain consistaient en une description détaillée et une délimitation des différentes unités lithostratigraphiques recouvrant notre domaine d'étude. Ainsi, l'ensemble du territoire a été parcouru en véhicule où un échantillonnage systématique des différentes unités observées a été entrepris. Les diverses observations ont porté sur les caractéristiques physico-chimiques du premier mètre de sédiments meubles. Plusieurs paramètres ont ainsi systématiquement été analysés tels que : la texture ; la réaction (HCl) ; l'épaisseur ; la structure ; la compacité, l'angulosité des clastes, ainsi que la présence de fossiles, etc. Grâce à l'ensemble des caractéristiques observées, il a été possible de déterminer la genèse de formation de ces dépôts. De plus, chaque fois qu'il a été possible, des coupes

stratigraphiques (28 géofiches au total) affleurant la plupart du temps dans des gravières/sablières ont été analysées afin d'approfondir la compréhension du cadre stratigraphique de la région de Lotbinière. L'abondance de dépôts sableux d'origine éolienne observée dans la région, nous a également conduit à mener un échantillonnage en vue de datations OSL sur quatre sites disséminés sur le territoire. En raison des nombreuses manipulations, les détails de l'échantillonnage et les manipulations de laboratoires seront présentés avec les résultats au chapitre 3.

L'ensemble des données recueillies et observées sur le terrain ont été enregistrées au moyen de SxPad. L'intérêt de ce type de dispositif GPS réside dans sa portabilité ainsi que sa capacité à géoréférencer précisément les observations de terrain pour pouvoir par la suite les analyser au moyen du logiciel SIG. Au cours de cette campagne, de nombreux points de contrôle géoréférencés ont ainsi été acquis, soit 1050 points de contrôle et 62 affleurements rocheux. Néanmoins la forte altération du shale affleurant à la surface sur le territoire n'a pas permis de relever de marques d'écoulement glaciaire exploitable. Les informations recueillies lors de la campagne de terrain ont été entièrement traitées au moyen de méthodes cartographiques numériques.

1.10.2.3 *Compilation des observations de terrain et mise en carte*

L'ensemble des informations acquises pendant la campagne de terrain a été compilé dans une base de données de type Microsoft Access. Cette étape facilite le transfert des informations vers l'environnement de travail SIG, en plus de simplifier la sauvegarde des informations. La mise en carte des observations de terrain a été réalisée avec une méthode standard. Dans un premier temps, les données cartographiques et les observations ont été compilées et converties numériquement au moyen des logiciels SIG. Ces logiciels SIG : ArcGis10.1 et Summit Evolution ont été couplés à un dispositif d'écran planar ou 3D. L'utilisation de ce type de dispositif nécessite la création préalable de stéréopaires 3D avec les photographies aériennes numérisées dans un logiciel de visualisation photogrammétrique (Summit Evolution). Cette étape de photo-

interprétation s'est donc appuyée sur l'ensemble des informations recueillies lors des campagnes de terrain, mais également grâce à la couverture LiDAR disponible (21L12 sud du fleuve Saint-Laurent, 21L05 à 90 %).

Par la suite les observations tracées (polylignes) ont été converties en polygone auquel il a été possible de d'ajouter une genèse, pour finalement en extraire une carte. En plus de gagner du temps par rapport à la mise en carte traditionnelle (excluant l'utilisation de la photogrammétrie), la précision des observations a été améliorée grâce à l'utilisation d'un modèle d'élévation numérique (DEM).

1.10.2.4 *Mise en page*

La mise en page et l'agencement des deux feuillets ont permis finalement la production d'une carte de la géologie du Quaternaire à l'échelle 1 : 50 000 de la région. Au cours de cette étape, les différents feuillets cartographiés (21L05-21L12) subissent un processus de validation afin de s'assurer de la justesse des unités représentées ainsi que de leur continuité entre les feuillets limitrophes. La carte produite est accompagnée d'une légende standardisée par la Commission géologique du Canada (Version 10 février 2010).

CHAPITRE II

LITOSTRATIGRAPHIE DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES ET ÉCOULEMENTS GLACIAIRES

2.1. Introduction

L'objectif du volet de cartographie de cette maîtrise vise la production de 2 cartes à l'échelle 1 : 50 000 des formations superficielles de la région de Lotbinière (feuilles SNRC 21L12/21L05 ; annexe 1 et 2). Les travaux menés indiquent qu'une vaste majorité des formations superficielles cartographiées sont associées à la dernière déglaciation. Quelques îlots sporadiques de till mince et continu (remanié) affleurent sur le territoire. Les unités liées à la déglaciation sont disséminées sur l'ensemble du territoire. Trois faciès caractéristiques ont ainsi été cartographiés sur la zone d'étude tels que le faciès littoral et sublittoral (MGb), le faciès éolien (Ed) et le faciès organique (O). Les unités littorales et sublittorales recouvrent l'ensemble du territoire et reposent en contact discordant (érosif) sur les lithologies sous-jacentes. Ces dépôts sont agencés sous forme de cordons de plage orientés dans un axe NE-SO à une élévation comprise entre 30 et 80 m (asl). Le faciès éolien subséquent au retrait de la Mer de Champlain culmine à une élévation de 135 m (asl). Ce faciès est visible au travers l'édification de systèmes dunaires de type paraboliques. Le faciès organique affleure sur l'ensemble du territoire et se concentre dans les dépressions topographiques et les espaces interdunaires. Ces caractéristiques dépositionnelles font en sorte que cette lithologie a été largement cartographiée à proximité des systèmes dunaires régionaux à une élévation de 135 m (asl) formant un réseau dendritique de systèmes ombrotrophes.

Les principales caractéristiques sédimentologiques des unités superficielles recensées et cartographiées sont présentées dans ce chapitre. Cette section vise à comprendre la répartition spatiale des grands corps morpho-sédimentaires rencontrés dans la région de Lotbinière. Ces dépôts sont décrits en terme de texture, structure, couleur, épaisseur et genèse, en plus de présenter leurs positions dans le cadre stratigraphique régional.

La distinction entre les différentes unités cartographiées s'appuie sur la légende et les notes descriptives des formations superficielles (version 10) produites par la Commission géologique du Canada (1 : 50 000 à 1 : 25 000) (Parent et al. 2010). Les cartes produites seront présentées à la fin de ce chapitre, tandis qu'une carte générale de la couverture sédimentaire affleurant dans la Chaudière-Appalaches est fournie en appendice A.

2.2. Les unités lithostratigraphiques cartographiées dans la région de Lotbinière/Lyster

2.2.1. Le roc (R)

Les travaux de cartographie et les relevés de terrain ont montré que le roc affleure sur environ 1 % du territoire à l'étude. Le roc est essentiellement présent dans le contrefort appalachien, là où la couverture sédimentaire quaternaire y est mince (inférieur à 30 cm), voire absente. La concentration d'affleurements rocheux augmente dans le secteur des hautes terres appalachiennes, et sur les crêtes topographiques situés au sud.

Sur le plan structural, le substratum rocheux dans la région de Lotbinière (21L05) ne joue pas un rôle significatif dans la mise en place des dépôts quaternaires. La couverture sédimentaire y est complexe et couvre la région avec une forte épaisseur pouvant culminer à plus de 100 m dans la région de Chambly. Le comté de Lotbinière est situé au cœur du synclinal de Chambly-Fortierville. Dans ce secteur, le roc montre une très forte fragmentation des schistes argileux et grès du complexe d'Utica-Lorraine (Figure 2.1). La très forte fragmentation des couches superficielles a ainsi permis une

forte altération du roc affleurant. Ces hauts grades d'altération se manifestent au travers une couche de composition argilo-silteuse avec présence de petits fragments inférieurs à 1 cm de shale anguleux. Ce fort degré d'altération est observé à proximité des falaises limitrophes du fleuve (21L12). Il est en revanche possible de retrouver ce type de lithologie un peu plus à l'intérieur du territoire, notamment sur les crêtes rocheuses généralement orientées NE-SW.



Figure 2. 1 Photo illustrant le fort degré d'altération du roc à proximité du l'escarpement rocheux du fleuve Saint-Laurent situé plus en aval de la localité de Sainte-Croix de Lotbinière. Un réseau de contrainte à notamment conduit à une fracturation du shale selon deux plans de fracturation conjugués ($\pm 60^\circ$). (NAD 83 UTM Zone 19 \pm X : 277319 - Y : 5167590)-Feuillet 21L05

2.2.2. Le Quaternaire ancien (Q)

Cette unité complexe affleure sur < 1% du territoire, la plupart du temps dans les fonds de vallées. Les vallées structurales permettent ainsi de préserver les dépôts préalablement mis en place. Le drainage moderne a permis lui d'exposer des séquences préalablement enfouies. Les unités du Quaternaire ancien affleurent de façon

sporadique et discontinue. Quelques fenêtres d'observation sont visibles le long des cours d'eau majoritaires tels que la rivière du Chêne (portion centrale du feuillet 21L05), mais également le long de la petite rivière du Chêne située plus à l'ouest. Néanmoins, le manque de voie d'accès, ainsi que l'escarpement ont limité les possibilités d'observation et d'analyse. De plus, cet aspect de la géologie locale ne formait pas un objectif du projet. Quelques fenêtres exposants des dépôts quaternaires anciens ont en revanche été localisées à 4 km du fleuve à l'intérieur d'une sablière à proximité d'Issoudun. Cette coupe montre deux faciès distincts (Figure 2.2). La portion sommitale est dominée par un diamicton silto-sableux gris pâle (HCl positif) reposant en contact érosif sur une épaisseur de ± 10 mètres de sable compact bien trié. La partie basale est dominée par des dépôts lacustres (non représentés sur la figure 2.2). Ce type de séquence montre des similarités avec les coupes des rivières limitrophes, notamment celle localisée à proximité des rivières Bécancour, Gentilly et la Petite-du-Chêne (Godbout, 2013). Le diamicton observé pourrait être interprété comme le Till de Gentilly surmontant les unités glaciolacustres deltaïques et prodeltaïques des Sables des Veilles-Forges. Les sédiments lacustres dans la section basale sont corrélés aux rhythmites du Saint-Maurice (Lamothe, 1989 ; Godbout, 2013).



Figure 2. 2 Portion sommitale d'une coupe (13GT0023) localisée à 5km de l'escarpement rocheux du Saint-Laurent à proximité de la localité d'Issoudun à une élévation de 75m (*asl*), exposant une unité de sables deltaïques à prodeltaïques (sables des Veilles-Forges ?) surmonté par un diamicton silto-argileux gris clair possiblement associé au Till de Gentilly. Feuillet 21L05 (NAD 83 UTM Zone 19 X : 303290 - Y : 5168598)

2.2.3. Les sédiments glaciaires (Tc, Tm, Trm)

2.2.3.1. *Till en couverture continu (Tc)*

Les données de terrain et les analyses cartographiques ont montré que le till de surface (continue, remanié et mince) recouvre 20 % de la superficie de la région de Lotbinière représentant ainsi la deuxième unité la plus cartographiée. Le till continu se définit

comme un diamicton d'origine glaciaire dont l'épaisseur est supérieure à 30 cm. Cette unité de till en couverture continue est présente sur 11 % du territoire et forme un placage dépourvu de forme particulière. L'épaisseur varie entre 1 à 3 mètres et peut culminer jusqu'à 4 mètres notamment à proximité de Lyster situé à 19 km au sud de Laurier-Station. La figure 2.3 illustre un diamicton (till continu) silto-sableux communément cartographié dans la région.



Figure 2.3 Diamicton (till continu) silto-sableux, plus ou moins compact présentant une réaction HCl avec présence d'un bloc décimétrique. Coupe 13GT0005 de 4 mètres de hauteur localisée à 2,6 km au NO de Lyster à une élévation de 133m (asl). Feuillet 21L05 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 298322 - Y : 5141130)

Le till en couverture continue observé sur le territoire peut se subdiviser en deux unités : un till de fond et un till d'ablation. Ces deux unités traduisent des faciès de dépositions différents. Le till de fond se caractérise dans le secteur par un diamicton compact à matrice silto-sableuse de couleur brun olive (2,5 Y 4/3), possédant parfois une réaction au HCl, et la présence de claste de taille centimétrique. Le till d'ablation (figure 2.4) est lui généralement défini par un diamicton lâche de couleur oxydée brun

foncé (10 YR 3/2) avec un fort contenu clastique grossier (pluricentimétrique). Néanmoins ce type de lithologie n'a pas été observée sur les feuillets 21L12 et 21L05.



Figure 2.4 Diamicton silto-sableux brun foncé (10 YR 3/2) plus lâche que le till de Lennoxville, possiblement associé à un till d'ablation. Cette coupe (13MH0023) est localisée à une élévation de 397m (*asl*) à 10km à l'ouest du Lac Etchemin. Feuille 21L07 (NAD 83 UTM Zone 19 X : 371585- Y : 5140323). (Tirée de Daigneault et al. 2014)

2.2.3.2. *Till en couverture mince (Tm)*

Le till mince se définit comme un diamicton d'origine glaciaire dont l'épaisseur est inférieure à 30 cm. Cette unité qui repose sur le substratum rocheux recouvre 10 % du territoire cartographié et forme une couverture discontinue et souvent parsemée d'affleurement rocheux. La figure 2.5 présente un affleurement de till mince (inférieur à 30 cm) reposant sur le roc ici fortement fracturé. Les caractéristiques physico-chimiques restent les mêmes que pour le till en couverture continue, excepté la couleur qui a tendance à devenir plus brunâtre /orangée (7,5 y 5/4) dû au phénomène d'oxydation lors de la percolation des eaux météoritiques. Ce type d'affleurement a été

largement observé lors de cette campagne cartographique sur les feuillets 21L12 et 21L05.



Figure 2. 5 Till mince oxydée (inférieur à 30 cm), de couleur (7,5 y 5/4) dans la portion sommitale, reposant sur le roc fortement fracturé. Affleurement (13EL0016) localisé à 6km au S0 de Saint-Zacharie à une élévation de 463m (asl). Feuille 21L01 (NAD 83 UTM Zone 19 X : 394335 - Y : 5103373)

2.2.3.3. Till en couverture mince remaniée (Trm)

La zone d'étude à proximité du fleuve est recouverte en grande partie par des sédiments issus de la dernière glaciation. On y retrouve un diamicton composé d'une matrice argilo-silteuse qui renferme des clastes anguleux à subanguleux généralement striés. La couleur de la matrice observée sur l'ensemble du territoire se rapproche généralement de la teinte 2,5 Y 2,5/1. Bien que ce diamicton affleure sur une grande partie du territoire, celui-ci ne possède plus ses caractéristiques initiales de mise en place. En effet, la région (21L05 et 21L12) a été affectée dans sa totalité par le remaniement associé à l'épisode transgressif de la Mer de Champlain. Ce faciès transgressif qui culmine jusqu'à une élévation de 180 mètres sur notre territoire a

conduit à un très fort lessivage des unités affleurantes. Ces conditions ont conduit à l'exhumation de nappes de till mince remanié (Trm). Ce till mince remanié est caractérisé par un diamicton ayant perdu son caractère bimodal. On observera alors un sédiment ayant une matrice généralement grossière contenant des clastes plus ou moins anguleux, souvent jointifs et n'ayant plus de support avec la matrice. Localement il est possible de retrouver des coquilles marines fracturées de *Hiatella artica* (Figure 2.6). Sous l'effet des phénomènes érosifs tels que l'érosion littorale glaciomarine, glaciolacustre ou même fluviale, l'ensemble des particules fines ont été transportées en aval, en direction du paléofleuve Saint-Laurent, comme l'atteste la présence de divers paléochenaux sur le territoire.

Malgré cette spécificité, cette unité a été rapportée comme étant un Till mince (Tm) sur la carte afin d'uniformiser ce secteur avec les des cartes du projet PACES qui ne tenait pas compte de cet aspect.



Figure 2. 6 Diamicton silto-sableux de couleur brunâtre à oxydé (10 YR 3/2) situé à une élévation de 130m (asl), pouvant présenter localement un fort contenu fossilifère de *Hiatella arctica*. Affleurement 13GT0012 localisé à 1 km au nord de Laurier Station - Feuillet 21L05 – (NAD 83 UTM Zone 19 ± X : 299069 - Y : 5157540)

2.2.4. Les sédiments fluvioglaciaires (Gx)

Les sédiments d'origine fluvioglaciaire ont été identifiés sur la base de la morphologie de corps sédimentaires. Ceux-ci ont principalement été mis en place au moment du retrait glaciaire. Ces unités présentent généralement des stratifications obliques avec des alternances granulométriques, témoignant des changements rapides de faciès. Cette unité recouvre < 1 % du territoire et repose généralement sur le roc. Dans le domaine

des Basses-Terres du Saint-Laurent ce type de lithologie est peu observée (21L05 et 21L12), celle-ci affleure peu en surface et à tendance à disparaître dans la portion limitrophe au fleuve (21L05). Ces lithologies ont été très peu observées sur les feuillets cartographiés (21L05/12) à l'exception d'un possible esker localisé au nord de la localité de Saint-Édouard (non observé sur le terrain, cartographié à partir d'observation par imagerie LIDAR). Les formations fluvioglaciaires deviennent plus abondantes dans le contrefort appalachien.

2.2.4.1. *Les sédiments juxtaglaciaires (Gx)*

Cette unité caractérisée par des plans obliques et des variations granulométriques importantes a été cartographiée sur 0,04 % du territoire. Les sédiments sont composés de sable fin et de gravier (subanguleux à majoritairement subarrondis), généralement homogène ou pouvant parfois montrer une imbrication témoignant de la mise en place au contact ou à proximité du front glaciaire. La reconnaissance de cette unité pourrait appuyer l'hypothèse de LaSalle et Shilts (1993) mentionnant l'existence de la moraine de Saint-Édouard sur le territoire. Cette moraine stigmatise de la réavancée de Saint-Nicolas est associée à la moraine de Saint-Narcisse situé sur la rive nord (en dehors de la zone cartographiée dans ce projet). Ces systèmes géomorphologiques sont datés du Younger Dryas soit 10,900 BP d'âge maximal. L'épaisseur maximale de cette unité dans la région n'excède pas 5 mètres comme notamment à proximité de la Rivière du Chêne (21L05). Récemment les travaux de Ladevéze et al. 2016 ont permis grâce à l'acquisition de nombreuses données de forages de démontrer la faible abondance des unités juxtaglaciaires dans le secteur cartographié et ceux même en profondeur.

Les accumulations morainiques régionales observées par les autres membres de l'équipe de cartographie se concentrent à l'ouest des monts Notre-Dame, tel qu'observé par (Gadd et al. 1972). Ce complexe morainique est associé à la moraine des Hautes-Terres. Ce secteur morainique se positionne parallèlement au front

glaciaire. Distinguer la présence de ce type d'unité est important pour établir des hypothèses sur la direction de l'écoulement de la marge d'un point de vue régional. Ces configurations ainsi que la présence de chenaux juxtaglacaires (visible sur imagerie LIDAR) orientés dans un axe NO-SE, à proximité de St-Croix suggèrent un retrait du front glaciaire en direction du Nord.

2.2.5. Les sédiments glaciomarins (MGd, MGb, MGa)

Les sédiments glaciomarins observés dans la région occupent une superficie de 52,1 %. Ces formations sont principalement associées à l'épisode transgressif de la Mer de Champlain et culminent à élévation de 165 mètres (*asl*) dans le Piedmont Appalachien. La limite marine régionale avait été proposée à une élévation de 175 mètres (*asl*) par Parent et Occhietti (1988). Néanmoins, grâce aux données fournies par la couverture LIDAR, celle-ci a été positionnée à une élévation de 185 mètres (*asl*) (Daigneault et al., 2014). Trois types de dépôts ont été distingués en fonction de leurs faciès de déposition à savoir, les sédiments d'eau profonde (MGa), les sédiments littoraux (MGb) ainsi que les sédiments deltaïques (MGd).

2.2.5.1 Les sédiments d'eau profonde (MGa)

Les sédiments pélagiques (MGa) recouvrent 1,79 % du territoire et sont essentiellement localisés dans la partie nord-ouest de la zone cartographiée à proximité de Lotbinière. Ils sont constitués d'argile silteuse massive ou stratifiée, de couleur grise bleutée (Gley1 4/N) (Figure 2.7). Ces dépôts étant associés à un environnement pélagique marin; ils peuvent ainsi de temps à autre réagir au Hcl et contenir des coquilles en position de vie de *Hiatella arctica* et de *Portlandia arctica*. L'épaisseur de ces dépôts est variable et n'excède pas une hauteur de 15 mètres comme notamment à proximité de Saint-Anselme. La cartographie des dépôts de surface des territoires limitrophes au fleuve Saint-Laurent (21L05), a démontré une faible répartition spatiale de cette lithologie. Quelques îlots sporadiques caractérisés par de nombreuses

cicatrices de glissement ont néanmoins été cartographiées le long de la rivière du Chêne à proximité de Lotbinière. De manière synthétique, il est évident que le lessivage intensif (fluvial, littoral glaciomarin) de la région a joué un rôle dans la distribution et l'érosion de ces unités argileuses (MGa) que l'on retrouve en faible proportion (sur le premier mètre de profondeur) comparativement aux autres lithologies. Les données de forages ont démontré la faible abondance des unités d'eau profonde (MGa) sur le territoire, ce qui est en accord avec les observations de terrain. Le forage F-7 (Ladvée et al. 2016) situé à 4 km au sud de Lotbinière est le seul à avoir démontré la présence de sédiment d'eau profonde (i.e. argile) jusqu'à une profondeur d'environ 5 mètres.



Figure 2. 7 Affleurement 13GT0020 (localisé à 3 km au SE de Lotbinière) situé à une élévation de 52 m (*asl*), présentant des argiles massives de couleur grise (2,5 Y 4/1) associées à des sédiments marins d'eau profonde. Feuille 21L12 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 277240 - Y : 5164568)

2.2.5.2 *Les sédiments littoraux (MGb)*

Les sédiments littoraux et pré-littoraux associés à la Mer de Champlain sont essentiellement localisés dans le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent et régressent à partir du Piedmont Appalachien. Ces unités occupent la majorité du territoire à l'étude et forment une sorte de couverture mince qui recouvre l'ensemble des lithologies sous-jacentes telles que : les sédiments marins d'eau profonde, les sédiments juxtaglacaires ainsi que le Till. Les sédiments littoraux (Figure 2.8) qui ont été observés sont caractérisés par des stratifications planes, rarement obliques avec des alternances de galets, graviers, sables, généralement oxydés (10 YR 3/4). Les

sédiments sublittoraux (Figure 2.9) sont eux, caractérisés par des dépôts généralement plus fins et présentant des alternances de sable fin et de silt d'une couleur gris foncé (Gley1 4/N).



Figure 2. 8 Affleurement 13GT0025 (localisé à 4 km au SO de Saint-Antoine-de-Tilly) situé à une élévation de 79m (*asl*), présentant des alternances de sables graviers disposés en stratification subhorizontale à planaire. Feuillet 21L05 (NAD 83 UTM Zone 19 X : 302185 - Y : 5167215)

Pour les secteurs limitrophes du fleuve Saint-Laurent (21L05 et 21L12), les effets de l'invasion de la Mer de Champlain sont visibles au travers de nombreuses unités littorales cartographiées. Les observations de terrain ont montré que le territoire est dominé par des accumulations de sable d'origine littorale à sublittoral sur environ 50 % de la superficie. Ces accumulations se sont très largement mises en place sous forme de plage orientée parallèlement au front Appalachien SO-NE. Ce type de dépôt expose généralement des stratifications subhorizontales associées à la mise en place des différents niveaux de plage. Les informations acquises grâce à l'imagerie LIDAR révèlent d'ailleurs dans cette zone la présence de grandes flèches littorales (1 km) généralement orientées N30°-N50° (voir figures 3.3 et 3.4). Au travers de ces formes,

ainsi que l'abondance des dépôts littoraux cartographiés sous forme de plage dans le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent, il est possible de voir les effets de l'invasion de la Mer de Champlain jusqu'à une élévation de 185 mètres (*asl*).



Figure 2. 9 Affleurement 13GT0004 (localisé à 6 km au NE de Lyster) situé à 138 m (*asl*), présentant des alternances de sables et silts (2,5YR 3/2), associé à un faciès de sédimentation sublittoral. Feuillet 21L05 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 302294 - Y : 5144423)

2.2.6. Les sédiments deltaïques et prodeltaïques (MGd)

Le faciès deltaïque glaciomarin (MGd) représente 0,12% de la superficie totale et a été identifié à quelques élévations sur le territoire notamment à proximité de Sainte-Agathe-de-Lotbinière (21L12). Ces épandages deltaïques se sont construits au contact

de la Mer de Champlain et du principal affluent régional la paléo-rivière Bécancour. Le drainage de cet affluent vers le nord a ainsi permis l'accumulation d'unité tabulaire généralement carbonatée composée de graviers, sable moyen à fin et silt de couleur gris brun (2.5 Y 5/2).

Quelques faciès deltaïques ont été observés à proximité de Sainte-Agathe. L'élévation respective de ce site a été observée à 185 mètres (*asl*). Celles-ci représentent la limite marine maximale régionale. Les multiples phénomènes érosifs liés à l'écoulement de surface (fluvial) et l'épisode transgressif de la Mer de Champlain sont à l'origine du lessivage et de l'érosion intensive des dépôts affleurants dans la région des Basses-Terres du Saint-Laurent. Les sédiments littoraux et sublittoraux associé à l'épisode transgressif et régressif, reposent bien souvent en contact érosif sur les unités sous-jacents tel que les sédiments deltaïques comme le demontre la figure 2.10.



Figure 2. 10 Coupe (13MH0052) (localisée à 6 km au SE de Lyster) présentant deux unités composées de matériel granulaire. La partie basale est caractérisée par une stratification oblique de sable moyen à fin (2,5 Y 3/3) recoupé en contact érosif par une stratification planaire composée de sable à graviers bien trié (2,5 YR 5/2). Feuillet 21L05 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 303694 - Y : 5136292)

2.2.7. Les sédiments post-glaciaires (Ax, Ap ,O ,Ed)

2.2.7.1 *Les sédiments alluviaux (Ax, Ap)*

Le faciès alluvial est défini par deux unités : les alluvions anciennes (Ax) et les alluvions modernes actuelles (Ap). Ces deux unités lithostratigraphiques reposent généralement en contact discordant (érosif) sur les dépôts sous-jacents et couvrent 1,52 % du territoire.

2.2.7.2 *Les alluvions anciennes (Ax)*

Le faciès alluvial ancien est réparti sur 0,2 % du territoire à l'étude et se localise à une élévation légèrement supérieure à celle des rivières actuelles. Ces unités pouvant

atteindre une épaisseur de 1 mètre (Figure 2.11) ont, dans bien des cas, été recolonisées par le couvert végétal. Cette unité est caractérisée par la présence de lits subhorizontaux de cailloux, graviers, sables et silts de couleur brun olive (2.5 YR 4/3). Ces dépôts présentent parfois un granoclassement témoin des changements de régime hydraulique. Il est ainsi possible d'observer la présence de lits contenant des minéraux ferromagnésiens (minéraux lourds). Dans la région à l'étude, les vestiges du drainage ancien sont visibles au travers d'anciens chenaux abandonnés localisés à proximité de Sainte-Croix (visible sur imagerie LiDAR). Néanmoins la forte recolonisation par le milieu végétal a limité la cartographie de cette unité.



Figure 2. 11 Affleurement 13GT0009 (localisé à 5km au NE de Villeroy) situé à une élévation de 132m (*asl*), exposant des sables, graviers et galets associés à des alluvions anciennes (2,5Y 3/3). Feuillet 21L05 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 281922 - Y : 5144613)

2.2.7.3 *Les alluvions actuelles (Ap)*

Les alluvions issues du drainage moderne affleurent le long des cours d'eau majeurs actuels tel que la rivière du Chêne (21L05) et représente 1,36% de la superficie cartographiée. Ces unités composées de cailloux, graviers, sables et silts n'excèdent généralement pas une épaisseur de 1 mètre. Ces dépôts ne présentent pas de stratification, mais il est néanmoins possible de déceler une imbrication des galets sur

les berges dans le sens de l'écoulement. Lors d'épisodes de crue, ces cours d'eau peuvent former des levées ainsi que des barres alluviales.

2.2.7.4 *Les sédiments organiques (O)*

Les sédiments organiques observés régionalement sont surtout des tourbières de comblement s'appuyant sur des dépressions topographiques pour se développer. Il existe généralement un lien entre la nature lithologique des unités sous-jacentes et la densité de tourbières. Les travaux de terrain ont montré que cette lithologie très largement cartographiée n'excède généralement pas 1 mètre d'épaisseur. Elles sont essentiellement localisées sur des dépôts littoraux et argileux dans la portion basse des Basses-Terres du Saint-Laurent au NO. Cependant, la majorité des tourbières dans la région sont localisées à proximité du Piedmont Appalachien et reposent directement sur le till de surface (grande tourbière de Villeroy). L'épaisseur de celle-ci est essentiellement contrôlée par la topographie vallonneuse du roc sous-jacent (Godbout, 2013).

La figure 2.12 présente la répartition des milieux humides affleurant sur le bassin versant de la rivière du Chêne. Ce territoire administré par l'OBV du Chêne couvre une superficie de 1178,5 km² (Falardeau et al. 2009). Les observations de terrain ainsi que les interprétations cartographiques des milieux humides ont montré que ces dépôts occupent une superficie de 153,6 km² soit 13,75 % du territoire. Plusieurs dates basales ont permis d'établir une chronologie de l'entourbement régional (Filion, 1987). Les détails de ces travaux seront discutés dans le troisième chapitre, qui présente les travaux de datation par luminescence. Plus au sud, dans le bassin de la Rivière Bécancour, un autre programme de datation a également été entrepris (Lavoie et al. 2012). Les dates basales obtenues montrent des âges radiocarbone ¹⁴C étalonnés à 10 220 ans pour la grande tourbière de Villeroy, ainsi que 10 260 ans pour celle de Saint-Sylvère et 9620 ans pour le lac Rose. Ces informations supportent l'hypothèse que ces milieux humides se sont développés peu après l'exondation de la Mer de Champlain.

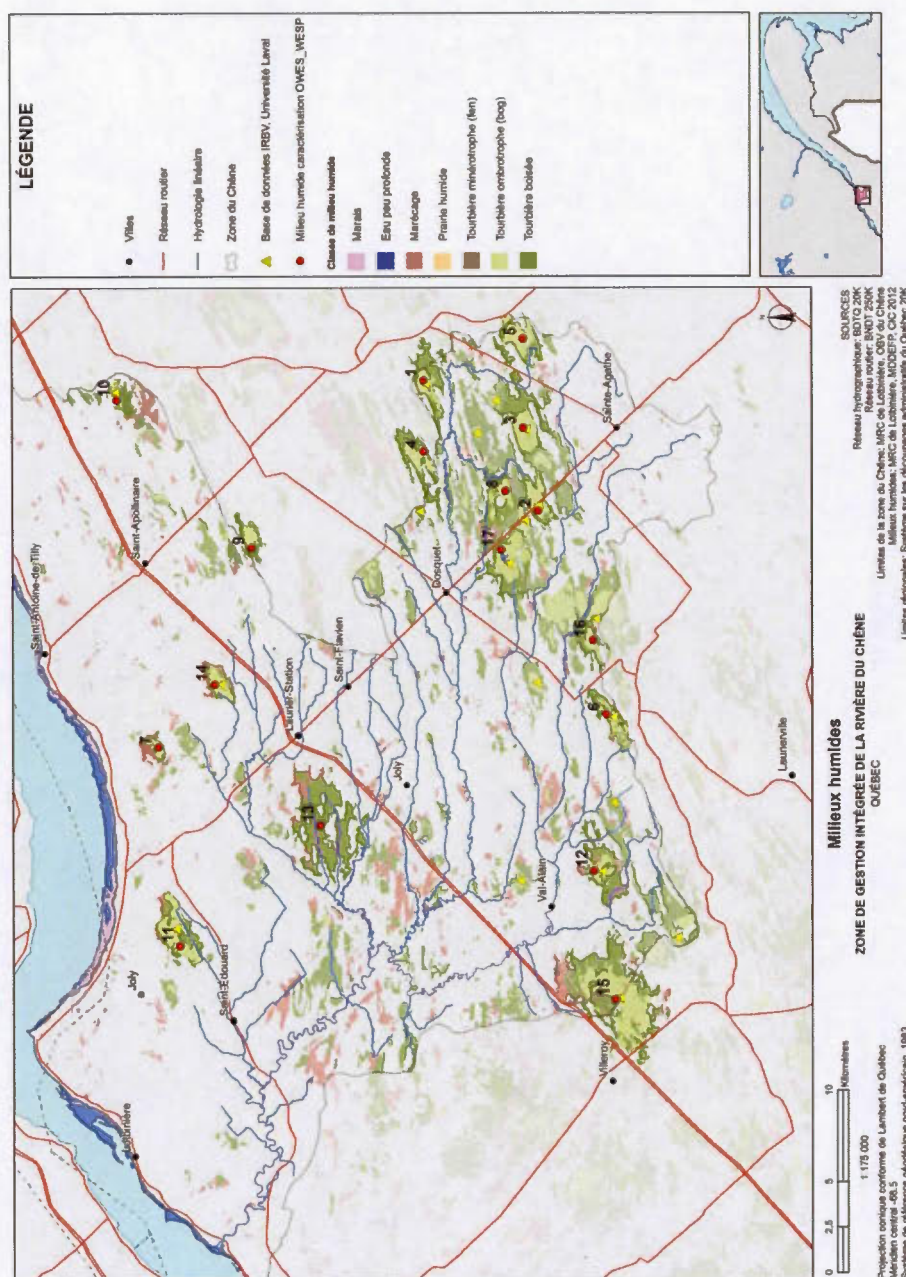


Figure 2.12 Cartographie des milieux humides de la région de Lotbinière, limitrophe à la rivière du chêne (d'après la cartographie des milieux humides du CIC, 2012) (Publié dans le rapport final Lefebvre et al., 2015)

2.2.8. Les sédiments éoliens (Ed)

Les observations de terrain ont montré que ces unités affleurent sur 1,2 % du territoire. Sur le territoire à l'étude ces dépôts sont essentiellement localisés dans le haut-relief des Basses-Terres du Saint-Laurent à une élévation de 100 mètres à proximité du Piedmont Appalachien. La mise en place de ces unités est principalement attribuée au remaniement de dépôts préexistants. Il recouvre ainsi la plupart des unités lithostratigraphiques glacio-marines sous-jacentes, surtout : les sédiments marins sublittoraux et littoraux. L'élévation de ces systèmes éoliens (Figure 2.13) oscille entre une élévation de 70 mètres (*asl*) et 143 mètres (*asl*), mais culmine à une élévation de 100-110 mètres. Ils sont constitués de sables fins très bien triés de couleur brun olive (2.5 Y 5/3) et disposés en lits obliques planes. L'épaisseur n'excède généralement pas 12 mètres, bien que des unités d'épaisseur supérieure à 20-25 mètres ont été documentées par endroits (Filion, 1987).



Figure 2. 13 Affleurement 13GT0014 (localisé à 5 km au du sud de Saint-Apollinaire) exposant une dune parabolique de 10 mètres de hauteur située à une élévation de 143m (*asl*) composée de sables homogène. Azimut de la photo 40°N. Feuillet 21L12 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 305620 - Y : 5161048)

2.3.Géomorphologie

Les grands traits géomorphologiques de la région sont largement liés aux processus associés à la déglaciation. Ces processus ont conduit à l'édification de formes de terrain variées tels que des chenaux, des surfaces deltaïques, des flèches littorales ainsi que des systèmes éoliens agencés sous forme de dunes paraboliques. Les affleurements exposant des faciès deltaïques ont été observés à proximité de Saint-Agathe-de-Lotbinière à une élévation de 185 m (*asl*). Ces unités agencées sous forme de lits obliques forment de grande plaine, incisées par le drainage moderne. Quelques chenaux traduisant la fonte de la marge glaciaire sont exposés à proximité de Saint-Croix. Néanmoins le fort degré d'érosion à proximité des berges du Fleuve Saint-Laurent a érodé significativement ces paléochenaux qui sont visibles sur imagerie LIDAR. Les effets de l'épisode transgressif de la Mer de Champlain s'observent jusqu'à une élévation de 185 m (*asl*), comme l'atteste la présence de nombreux cordons littoraux agencés sous forme de plage. Parallèlement le territoire est caractérisé par la présence de grandes flèches littorales (plurikilométriques) orientées dans un axe NE/SO. L'exondation de la Mer de Champlain initiera la mise en place de dunes paraboliques à partir du remaniement de sables d'origines deltaïques, les flèches littorales mises en place subséquentement à l'invasion marine serviront de point d'ancrage qui permettra la remobilisation des dépôts deltaïques et littoraux sous forme de dune parabolique. Sur le territoire deux flèches littorales ont été identifiées grâce à l'imagerie LIDAR (Figure 3.8 et 3.9). Ces caractéristiques dépositionnelles ont conduit à l'édification de deux amas de dunes paraboliques allongées de taille kilométrique et d'une épaisseur variant entre 7 et 10 mètres. En raison de l'importance de la couverture de sédimentaire éolienne, les détails de cette unités morpho-sédimentaire cartographiée sur 130 Km² seront fournis dans le chapitre suivant.

2.4. Résultats des travaux de cartographie

2.4.1. Conclusion sur les mouvements glaciaires régionaux

Les observations réalisées pendant les travaux de cartographie ont permis l'acquisition de 171 points de mesures affleurant la plupart du temps dans les hauts plateaux appalachiens, là où le roc y est très abondant notamment dans les plaines de till mince (Tm). Cette section vise à faire un inventaire des microformes glaciaires observées par l'ensemble des équipes ayant travaillé sur ce projet. En effet l'absence d'affleurement rocheux dans les Basses-Terres ainsi que la forte fracturation du shale affleurent en surface n'ont pas permis de relever de mesure d'écoulement exploitable sur les feuillets (21L05/12). Les traces des divers écoulements glaciaires recensés sont essentiellement des microformes telles que : des stries (figure 2.14), des queues-de-rat ainsi que quelques broutures (permettant ainsi d'établir une polarité). Trois principales phases d'écoulement ont ainsi été observées et cela a permis d'établir une chronologie relative des divers événements qui ont affecté la région notamment grâce au recoupement de l'orientation de ces mêmes stries. Les données acquises sur le terrain sont en accord avec les compilations réalisées par Lortie et Martineau (1987). En synthèse, l'écoulement régional est caractérisé par : une première phase d'écoulement en direction de l'ouest, suivie d'un écoulement en direction du SE, qui est rattaché à l'avancée glaciaire de la calotte laurentienne ; et finalement une phase de retrait en direction du nord associé aux fluctuations de la calotte résiduelle des Bois-Francs. (Godbout, 2013 ; Daigneault et al. 2014).



Figure 2.14 Photo illustrant un poli glaciaire (13EL021) situé à une élévation de 438m (*asl*), caractérisé par la présence de microformes (stries) d'érosion démontrant deux phases d'écoulement distinctes. Un premier mouvement associé aux stries fines démontre un écoulement en direction du N-S (0° - 300°) recoupé par un mouvement (stries profondes (boussole)) en direction du NO-SE (125° - 305°). Quelques mouvements sont enregistrés en direction de L'O-E (80° - 270° et 105° - 285° autres crayons). Ces observations ont également été observées sur les feuillets SNRC 13EL21 et 21L08. (NAD 83 UTM Zone 19 X : 5119172 - Y : 5119574). (Tirée de Daigneault et al. 2014)

La figure 2.15 résume les mesures d'orientations provenant de 99 sites d'étude (stries de sens connu et inconnu). Les observations de terrain fournies par l'ensemble des équipes ont ainsi démontré la présence d'un écoulement majeur en direction du SE. Cet écoulement associé à la première glaciation Wisconsinienne se caractérise sur le territoire par la présence de stries pluricentimétriques avec un fort degré d'incision dans le roc. D'autres familles d'écoulement ont également été recensées en direction du sud-ouest et de l'ouest, néanmoins bien qu'elles soit chronologiquement plus jeunes, ces traces ne sont pas abondantes sur la zone d'étude. Les fortes pressions glacio-isostasique associées à la masse de glace Laurentienne ont ainsi permis d'éroder le substratum avec plus de compétence comparativement au autres mouvements, permettant ainsi la préservation du mouvement en direction du SE.

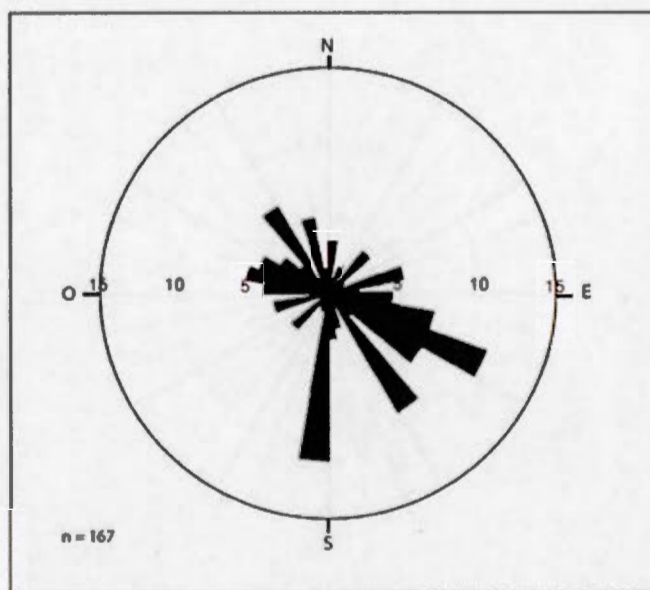


Figure 2. 15 Diagramme en rose des vents illustrant la direction des divers microformes d'érosions glaciaires répertoriés sur le territoire lors de la phase de cartographie 2013-2014. Au total 99 sites d'études (stries de sens connu et inconnu) ont été considérés dans cette étude. Les résultats démontrent un fort écoulement orienté N/S recoupé par un écoulement majoritaire en direction du SE

En conclusion l'activité glaciaire a laissé les stigmates de son passage au travers de stries sur les affleurements rocheux possédant un certain degré de compétence. Le polissage de ces affleurements, fruit de l'abrasion glaciaire, laisse transparaître 3 principales phases d'écoulement dans la région. Ces observations sont en accord avec les compilations réalisées par Lortie et Martineau (1987). La première phase s'amorce par un écoulement en direction de l'ouest, suivie d'un écoulement en direction du SE symbolisant l'avancée glaciaire ; et finalement une phase de retrait de la marge en direction du nord (Daigneault et al., 2014).

2.4.2. Conclusion sur les travaux de cartographie

La cartographie des formations superficielles de la région de Lotbinière (feuilles SNRC 21L12/21L05) a permis la production de 2 cartes à l'échelle 1 : 50 000 (Annexe A2 et A3) qui donnent aujourd'hui un aperçu détaillé de la distribution spatiale des grands ensembles de sédiments meubles de surface de cette région (Appendice A2 et A3). La figure (2.16) présente la légende standardisée ayant été utilisée dans le cadre de ce projet de cartographie des dépôts meubles (Commission géologique du Canada - Version février 2010). Les travaux indiquent que la vaste majorité des formations superficielles sont associées à la dernière déglaciation. Dans la partie amont de la Rivière Bécancour et de certains de ses affluents, quelques formations deltaïques ont été observées à une élévation de 185 m (asl) ; ils couvrent 0,12 % de la superficie cartographiée. Le till constitue l'une des unités cartographiques les plus répandues, occupant 20 % du territoire. Le till en couverture continue (10 % du territoire) forme une couverture généralement sans forme particulière. Le till en couverture mince et discontinue est présent sur l'ensemble du territoire sous forme de petits îlots. Le till de surface se caractérise par une matrice délavée n'ayant plus de support de la matrice (till remanié par l'épisode régressif de la Mer de Champlain). Les dépôts (MGb) de la Mer de Champlain occupent 50 % du territoire et se retrouvent dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et du piedmont Appalachien à une élévation inférieure à 185 m (asl). En surface, ils sont formés principalement de sédiments littoraux et sublittoraux agencés sous forme de plage lesquels recouvrent souvent des unités marines de texture plus fine (dépôts marins d'eau profonde et dépôts deltaïques). Les unités mises en place postérieurement à la dernière glaciation se subdivisent en sédiments organiques (14 %), alluviaux (2 %) et éoliens 12 % de la superficie, les derniers se retrouvent majoritairement à une élévation de ~100-110 m (asl).

Ultimement les campagnes de cartographie initiée par le projet PACES souhaitent répondre à plusieurs problématiques notamment sur la gestion de la ressource en eaux. La nouvelle cartographie des dépôts de surface couvrant les feuilles 21L05 et 21L12 permettra d'améliorer l'aménagement du territoire. Cette campagne a permis de

délimiter les zones affectées par les argiles sensibles de la Mer de Champlain comme notamment à proximité de la Rivière Duchesne. Enfin la délimitation des nombreuses tourbières sera un outil à l'agriculture principalement cannebergière.

Légende simplifiée	
QUATERNAIRE - POSTGLACIAIRE	
DÉPÔTS DE VERSANT	SÉDIMENTS GLACIOLACUSTRES
C Dépôts de versant indifférenciés	LGd Sédiments deltaïques et prodeltaïques
SÉDIMENTS ORGANIQUES	LGb Sédiments littoraux et pré-littoraux
Ol Sédiments de tourbières	LGa Sédiments fins d'eau profonde
Om Sédiments de marécages et de marais	SÉDIMENTS FLUVIOGLACIAIRES
DÉPÔTS ÉOLIENS	Go Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien
Ed Sédiments éoliens	Gs Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique
SÉDIMENTS ALLUVIAUX	Gx Sédiments juxtaglaciers
Ap Alluvions actuelles	SÉDIMENTS GLACIAIRES
At Alluvions des terrasses fluviales	Tc Till en couverture généralement continue
SÉDIMENTS MARINS	Tm Till en couverture mince et discontinue
Mb Sédiments littoraux et pré-littoraux	PRÉ-QUATERNAIRE - SUBSTRAT ROCHEUX
Ma Sédiments fins d'eau profonde	R Roche non différenciée
DERNIÈRE GLACIATION	
SÉDIMENTS GLACIOMARINS	
MGd Sédiments deltaïques et prodeltaïques	
MGb Sédiments littoraux et pré-littoraux	
MGa Sédiments fins d'eau profonde	
	Zone d'étude
	Lieu habité

Figure 2. 16 Légende simplifiée des formations quaternaires ayant été utilisées dans cette campagne de cartographie (Commission géologique du Canada - Version février 2010)

CHAPITRE III

PROGRAMME DE CARACTÉRISATION DES SÉDIMENTS ÉOLIENS

3.1. Introduction

Le développement des connaissances liées à l'histoire glaciaire des Basses-Terres-du-Saint-Laurent s'est opéré au cours de plusieurs décennies (Chalmers, 1898 ; Ells, 1887 ; Gadd, 1971). La compréhension de ces événements s'appuie sur l'étude d'unités stratigraphiques, lesquelles ont permis le développement d'une chronoséquence. Occhietti et al. (1979) et Lamothe (1989) ont principalement œuvré à définir le cadre chronostratigraphique régional qui prévaut encore aujourd'hui. Grâce à l'application de la datation par luminescence sur des unités interglaciaires Wisconsiennes, certaines études (Lamothe, 1989 ; Godbout, 2013) ont permis de renforcer le cadre chronologique des événements glaciaires et non glaciaire dans la région. Les informations acquies pendant cette campagne de cartographie ont démontrés que la région est sous le couvert de dépôts principalement reliés à déglaciation, notamment à l'invasion marine post-glaciaire. L'exploitation des données de terrain et numérique (LIDAR) ont démontré l'importante présence de faciès éoliens sur le territoire sur 11,6% soit 129,5 Km². Ces systèmes dunaires représentent une caractéristique importante des Basses-Terres, indiquant du coup une période éolienne importante qui a pris place suite au retrait de la Mer de Champlain et avant l'arrivée de la végétation. Afin d'obtenir plus d'information sur cet épisode et sur la mise en place de ces dépôts, une série d'analyse a été entreprise afin de caractériser leur composition sédimentologique (analyse granulométrique) et leur structure interne (sondage

géoradar). De plus, un programme de datation par luminescence optique (OSL) a été mis sur en place afin de connaître l'âge de mise en place de ces accumulations et ainsi pouvoir cadrer la période d'exondation de la Mer de Champlain sur notre territoire avec plus de précisions. Dans cette section, nous résumerons l'ensemble des manipulations opérées et nous présenterons les résultats acquis tout au long de cette étude. Ces résultats permettront d'alimenter les connaissances associées à l'exondation de la Mer de Champlain, l'éolianisation du territoire, ainsi que l'entourbement régional. À ce titre David (1981) et Fillion (1987) par la datation au radiocarbone, ont estimé l'âge non étalonné de la formation de ces corps sableux entre 10 et 7,5 ^{14}C ka BP. Ultiment ces nouvelles données acquises et présentées dans ce mémoire permettront de procéder à une reconstruction paléogéographique du territoire à l'étude en y incluant les événements précédant l'exondation de la Mer de Champlain à la fin de la période Wisconsinienne.

3.2. Géomorphologie des systèmes éoliens

Les champs de dunes affleurent de part et d'autre de l'autoroute 40 à proximité de Saint-Apollinaire. Ces unités s'étendent sur une distance de 40 km entre les localités de Villeroy situées au SO et Saint-Apollinaire au NE. Ils étaient autrefois connus sous l'appellation de « marine crevasse fillings » (Osborne, 1950). Mais l'origine et les modes de mise en place de ces dépôts étaient encore mal connus. Suite aux investigations de (Gadd, 1955 ; 1960 ; 1971), ces dépôts ont été redéfinis et baptisés (Crêtes de coq) en raison de leurs apparences géomorphologiques en forme de crêtes sablonneuses allongées aux arêtes aiguës. Néanmoins, Gadd (1955) établit pour la première fois un lien avec l'activité éolienne régionale et conclut qu'il s'agit de dunes transverses post-Mer de Champlain.

Au cours de cette étude, quatre systèmes éoliens à Villeroy sur la Rive-Sud du Saint-Laurent, à 60 km au SE de la ville de Québec, ont été échantillonnés (Figure 3.1). Ces stations d'échantillonnage sont localisées à une élévation comprise entre 90 et 130 m

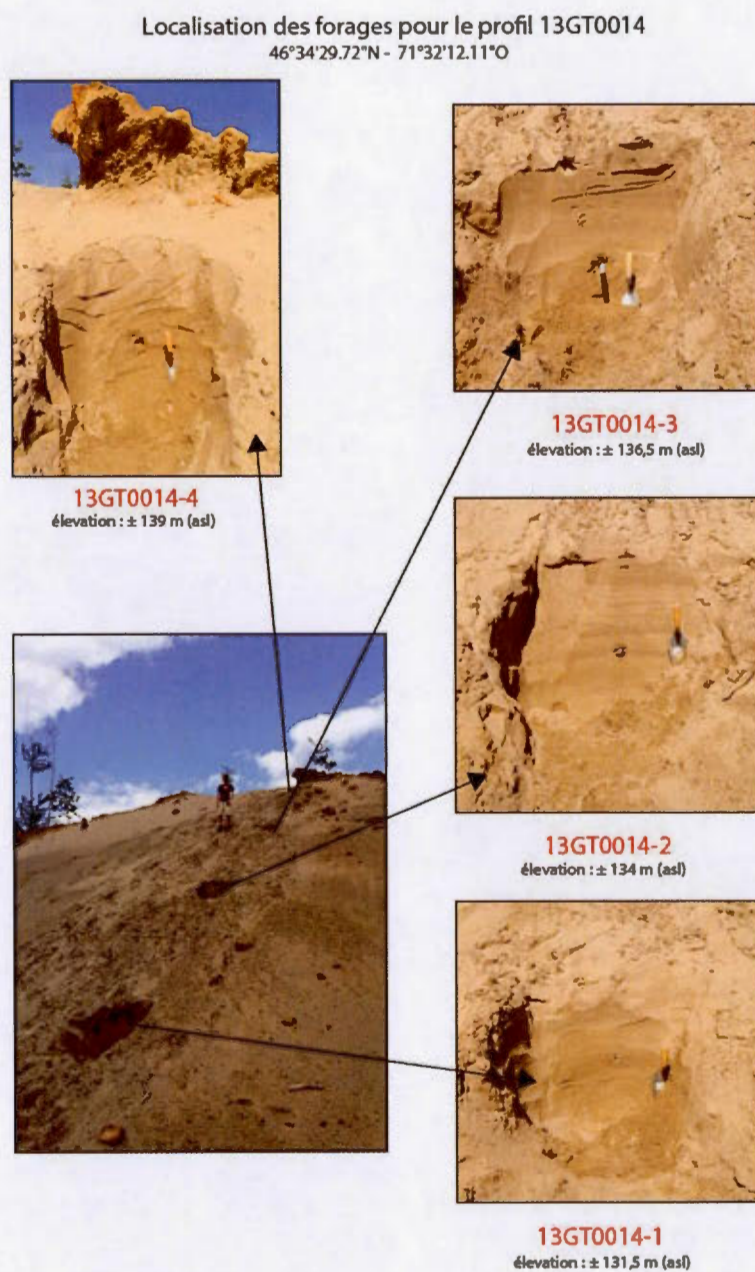


Figure 3.2 Localisation des échantillons 13GT0014 pour datation par OSL. Les forages en rouge ont été analysés dans la présente étude

Localisation des forages pour le profil 13GT0013
 46°33'23.02"N - 71°32'58.87"O

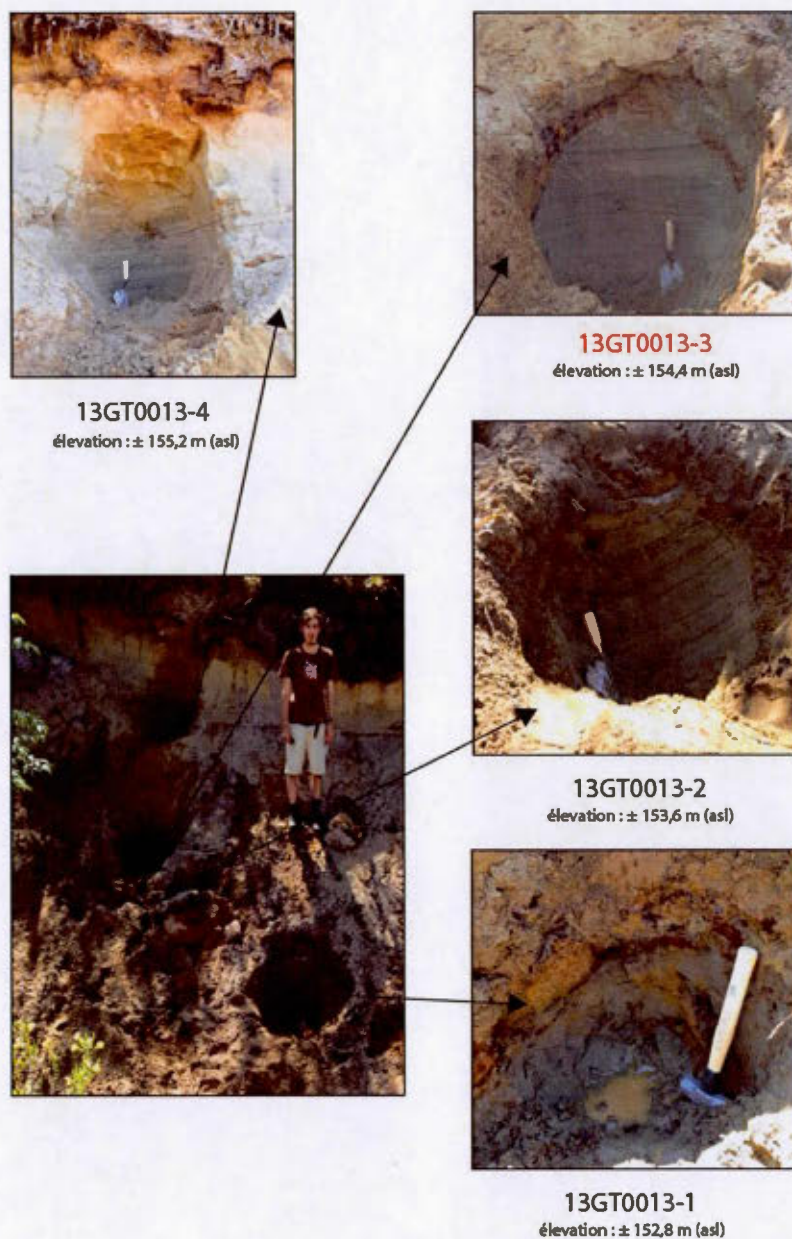


Figure 3.3 Localisation des échantillons 13GT0013 pour datation par OSL. Le forage en rouge a été analysé dans la présente étude

Localisation des forages pour le profil 13GT0008
46°22'31.04"N - 71°53'37.33"O

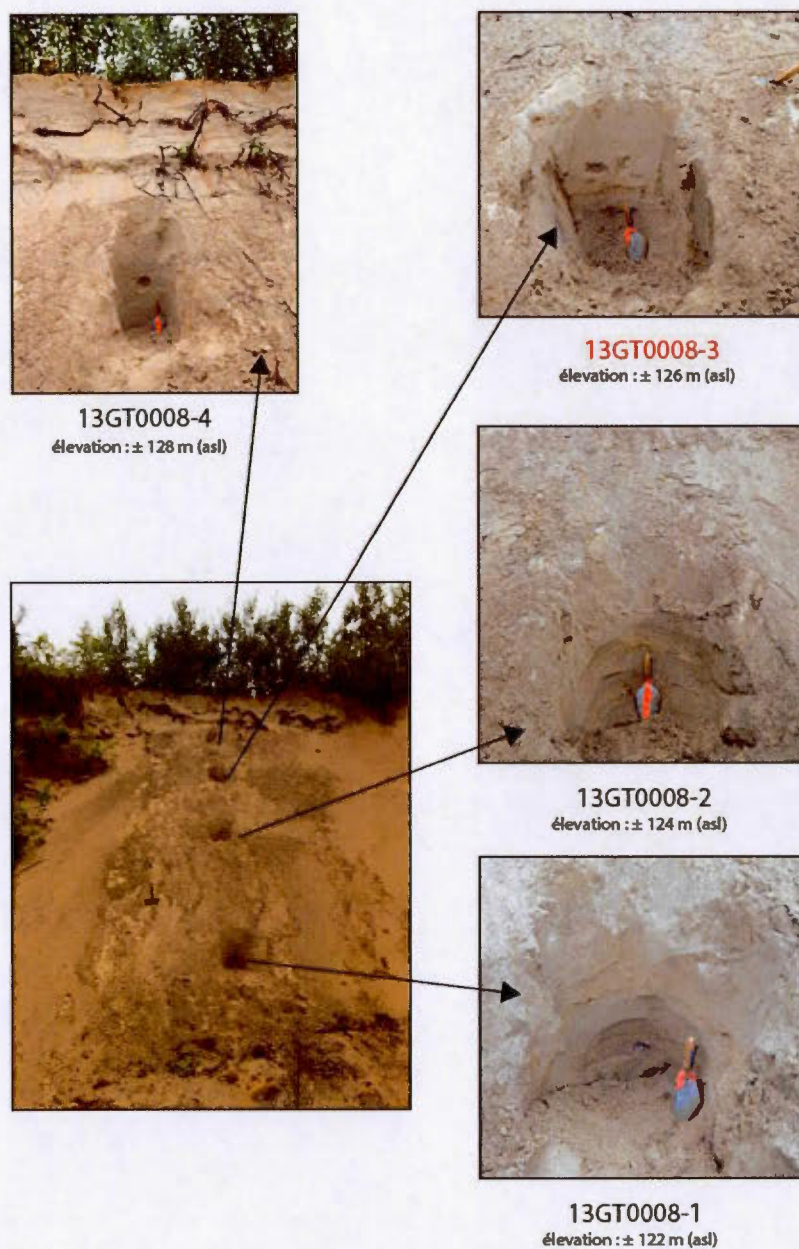


Figure 3. 4 Localisation des échantillons 13GT0008 pour datation par OSL. Le forage en rouge a été analysé dans la présente étude

Localisation des forages pour le profil 13GT0007
 46°23'16.09"N - 71°50'16.21"O

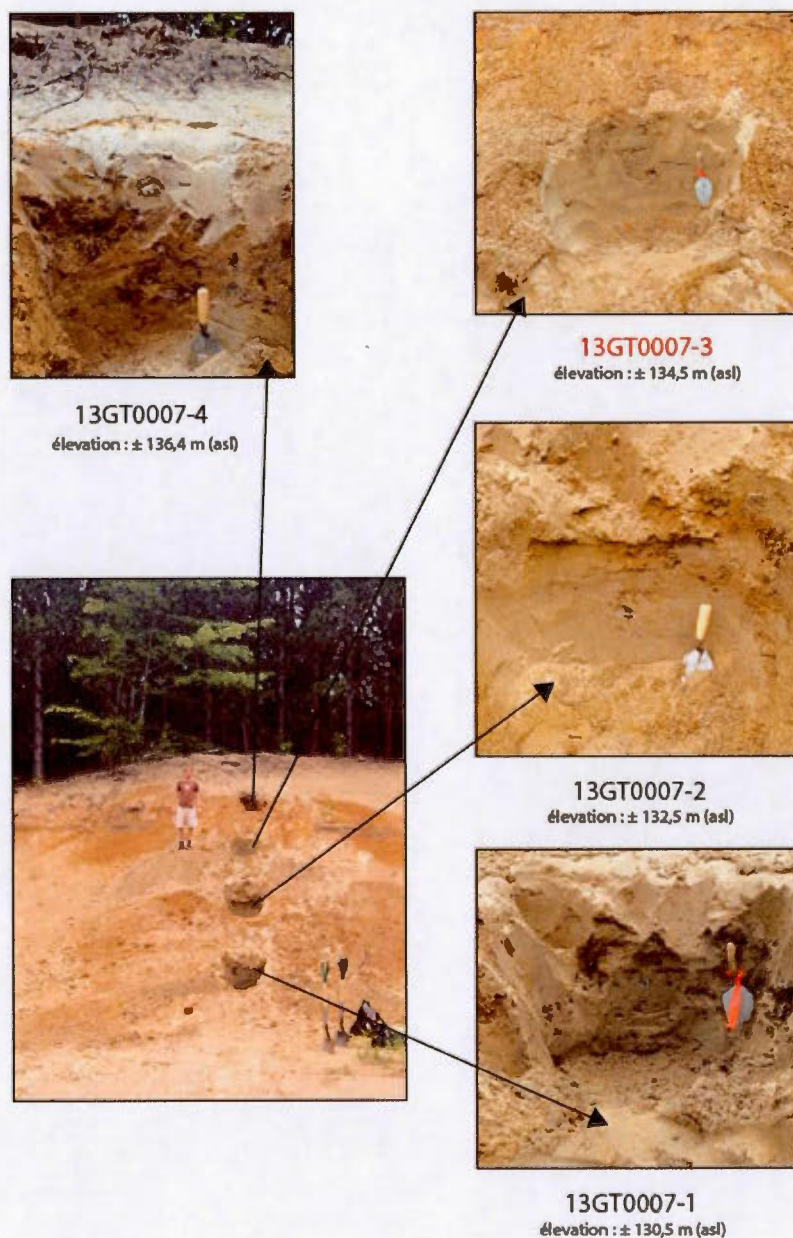


Figure 3. 5 Localisation des échantillons 13GT0007 pour datation par OSL. Le forage en rouge a été analysé dans la présente étude

Les travaux de cartographie ont démontré la forte dépendance entre les systèmes organiques (tourbières) et la présence de systèmes éoliens. Globalement dans le secteur cartographié les dunes paraboliques observées présentent quelques stratifications à la base des profils. Ces informations supportent l'origine deltaïque pour certains sites (13GT007). Les données de forages (Ladevèze et al., 2016) ainsi que les résultats obtenus par géoradar (voir section suivante) confirment que ces unités reposent bien souvent sur le Till régional ou les accumulations sableuses de la Mer de Champlain.

Dans la région à l'étude on retrouve la présence de deux grands systèmes dunaires. Le premier s'étend entre les localités de Villeroy et Saint-Apollinaire sur une distance de 40 km. Il est constitué d'un amas de dunes paraboliques allongées de taille kilométrique et d'une épaisseur généralement comprise entre 7 et 10 mètres (Figure 3.6). Ces systèmes éoliens s'étendent sur une largeur de 4 km et sont généralement orientés SO-NE généralement N40° selon (David, 1981); (Figure 3.7). Ils sont agencés sous forme de « couloir éolien », ce qui suggère un fort régime éolien dans le sens opposé en direction du SO. Le second système est constitué de dunes paraboliques orientées en direction du N-S (vent provenant de l'ouest). Ces dunes mesurent 500 mètres en moyenne et ne dépassent généralement pas une hauteur de 2 à 3 mètres.



Figure 3. 6 Affleurement 13GT0008 (localisé à 2 km à l'est de Villeroy) exposant une dune parabolique de 10 mètres de hauteur située à une élévation de 128m (asl) composée de sables fins très bien triés avec présence de stratification en oblique plane. Feuillet 21L12 - (NAD 83 UTM Zone 19 X : 277455 - Y : 5139807)

Parallèlement il est possible d'observer grâce à l'imagerie LIDAR l'origine littorale de ces accumulations. La reconnaissance de lit légèrement stratifié à la base des profils suggère une origine deltaïque plus ou moins distale par rapport à la source. Ces informations confortent l'hypothèse que ces systèmes éoliens sont dérivés de sables deltaïques à littoraux. Les figures (3.8) et (3.9) démontrent que ces systèmes éoliens sont associés à des flèches littorales ayant précédemment été mises en place lors de l'exondation de la Mer de Champlain, celle-ci serviront de point d'ancrage. Les dunes paraboliques observées sur le territoire (07; 08 ; 14) seraient ainsi associées à ce phénomène. Ces structures géomorphologiques forment naturellement des alternances de creux et bosses. Les dépressions topographiques (espaces interdunaires) ont majoritairement été comblées par des tourbières de comblement. L'activité éolienne aurait perduré pendant 2500 ans dans la région, entre 10000 et 7500 ans ^{14}C ka BP BP (Filion, 1987) soit entre (11,27-11,69 Cal Ka BP) et (8,21-8,39 Cal Ka BP) (Données

sources : Filion, 1987 calibré avec Calib à 1 sigma). Le mode de mise en place et la chronologie des écosystèmes dunaires sont abordés en détail à la prochaine section.

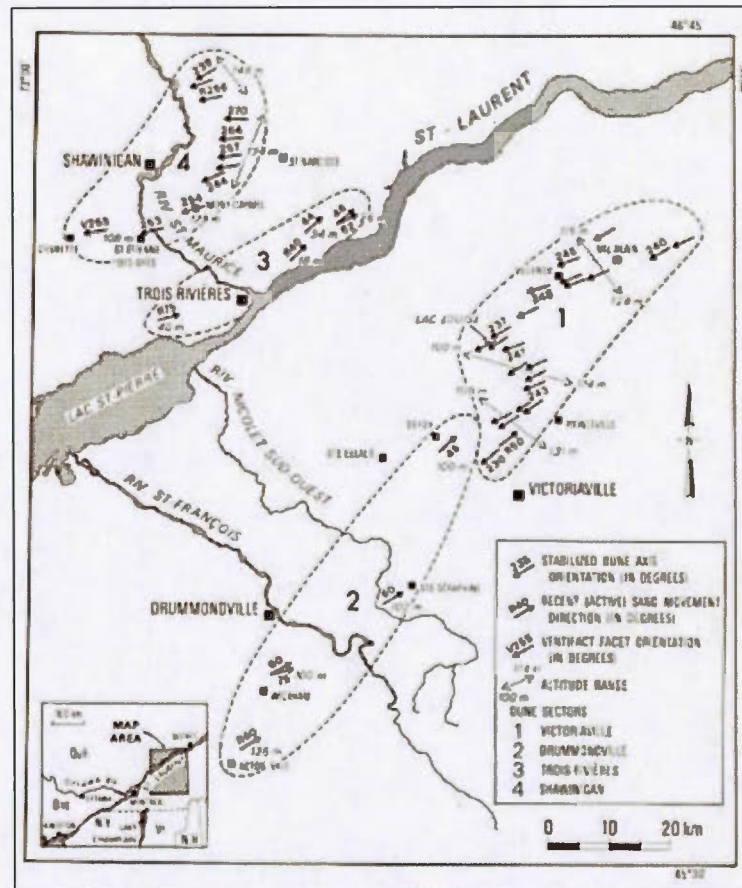


Figure 3.7 Synthèse de l'orientation des dunes paraboliques observées dans le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent. (Tirée de David 1981).



Figure 3. 8 Flèche littorale multikilométrique localisée à 2 km à l'est de Villeroy orientée SO, remobilisée par des systèmes de dunes paraboliques orientées SO. Les stations 13GT0008 et 13GT0007 sont également représentées. Imagerie acquise par télédetection laser (LiDAR). Feuillet 21L05 – (NAD 83 UTM Zone 19 - 46°22'19.27"N - 71°52'10.41"O)



Figure 3. 9 Flèche littorale multikilométrique localisée à 5 km au sud de Saint-Apollinaire orientée NE, remobilisée par des systèmes de dunes paraboliques orientées SW. Les stations 13GT0013 et 13GT0014 sont également représentées. Imagerie acquise par télédetection laser (LiDAR). Feuillet 21L05 – (NAD 83 UTM Zone 19 - 46°33'52.06"N - 71°32'54.21"O).

3.3. Analyse sédimentaire

L'activité éolienne qui a subsisté dans la région est à l'origine du remaniement d'unités anciennes tel que les sédiments deltaïques et les sables littoraux de la Mer de Champlain. Les phénomènes déflatoires régionaux caractérisés par des systèmes anticycloniques (Filion, 1987) ont ainsi permis le transport particulaire par saltation. D'après Chauvin (1979a) ; Filion (1987) ; Gadd, (1955; 1960, 1971), les sédiments éoliens sont caractérisés par des sables fins à moyens, très bien triés et stratifiés et qui ont été remaniés à partir de sédiments marins littoraux ou deltaïques. Dans une optique de caractérisation de la taille de ces particules, des analyses granulométriques laser ont été entreprises au laboratoire de géologie quaternaire de l'Université du Québec à Montréal.

3.3.1 Méthodologie

Une série d'échantillons a été récolté sur 4 systèmes dunaires répartis sur le territoire. Quatre échantillons par affleurement (13GT0007, 13GT0008, 13GT0013, 13GT0014) ont été récupérés et traités en laboratoire. Les forages sont espacés à équidistance le long de chaque profil dunaire. Les échantillons ont été prélevés à environ 60 cm de profondeur par rapport à la surface du profil afin d'éviter la collecte de matériel affecté par la pédogenèse. Cette approche nous a permis de caractériser la granulométrie en fonction de la profondeur sur les divers sites. Les traitements de laboratoire ont consisté dans un premier temps à une perte au feu à 400 °C pendant 5 heures, visant à éliminer les particules organiques. Dans un second temps, deux répliquas (~ 0,1 gr) de chaque échantillon ont été analysés dans un granulomètre laser de type MICROTRAC Bluewave couplé à un agitateur à ultrasons. Au total, cinq mesures ont été effectuées sur chaque échantillon. La figure (3.10) montre les résultats obtenus à partir de la moyenne de ces cinq mesures (au total 160 analyses). Les données ont par ailleurs été traitées grâce au logiciel Microtrac FLEX. Ce logiciel permet la comparaison des

déviations standard, ainsi que le coefficient d'asymétrie des courbes obtenues (skewness) et le coefficient d'angulosité (Kurtosis).

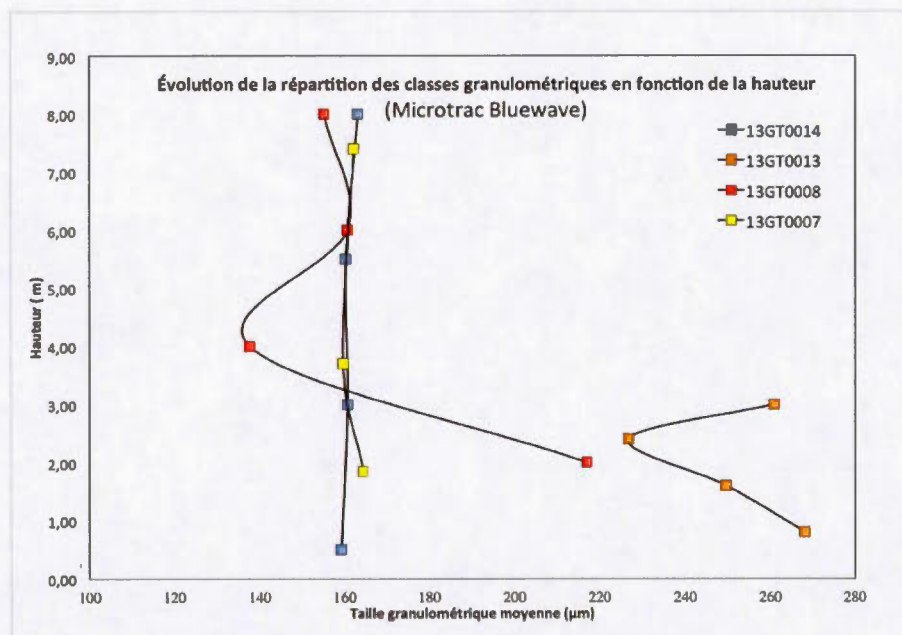


Figure 3.10 Évolution des classes granulométriques en fonction de la hauteur sur quatre systèmes éoliens de la portion centrale des Basses-Terres du Saint-Laurent (Feuillet 21L05-21L12). X= Taille granulométrique moyenne de 5 mesures par échantillon et Y= Hauteur des forages par rapport au profil.

3.3.2 Évolution du coefficient d'asymétrie en fonction du coefficient d'asymétrie

Les résultats ont permis de tracer l'évolution des valeurs de Skewness en fonction des valeurs de Kurtosis. L'étude de ces deux paramètres ainsi que de la déviation standard sont essentielles à l'interprétation d'un profil granulométrique (Folk et Ward, 1957). La déviation standard (σ) représente la variation des classes granulométriques mesurées en fonction de la moyenne. Ce paramètre permet de vérifier la justesse des analyses. Une déviation standard nulle indiquera une répartition des valeurs acquises proche de la médiane. Tandis qu'une forte déviation standard indique une répartition non

homogène des mesures acquises. Dans le cadre de cette étude, les données ont été traitées grâce à une déviation standard graphique (SD_g) permettant d'évaluer 90% de la distribution des valeurs. La déviation standard graphique permet la caractérisation des classes granulométriques en fonction d'une terminologie standardisée (tableau 3.1).

Déviati on standard (SD_g)	Terminologie
0.35	Très bien triée
0.35 - 0.5	Bien triée
0.5 - 0.710	Modérément bien triée
0.71 - 1.0	Modérément triée
1.0 - 2.0	Peu triée
2.0 - 4.0	Peu triée
> 4.0	Extrêmement peu triée

Tableau 3.1 Terminologie utilisée pour caractériser les déviations standard selon la classification de Folk et Ward (1957)

Le coefficient d'asymétrie (ou skewness en anglais ; Sk) permet de définir l'asymétrie d'une courbe des classes granulométriques par rapport à une distribution symétrique dite normale (0.00). Un coefficient positif (1.00-0.30) indiquera un décalage des valeurs vers la gauche de la médiane et donc un étalement de la queue de distribution vers la fraction fine. Inversement, un coefficient négatif (-0.30 ; -1.00) indiquera une tendance asymétrique dominée par la fraction grossière. La relation (3.1) (Plantz, 2007) a été utilisée pour calculer le coefficient de dissymétrie (Ski) de nos échantillons.

$$Ski = \{[16\% + 84\% - 2(50\%)] / 2(84\% - 16\%)\} + \{[5\% + 95\% - 2(50\%)] / 2(95\% - 5\%)\} \quad (3.1)$$

Le coefficient d'aplatissement (ou Kurtosis en anglais ; Kg) est le deuxième paramètre permettant de définir l'allure des courbes des fréquences granulométriques. Ce coefficient représente l'acuité des modes observés en mesurant l'angulosité des courbes de fréquences (Belmedrek, 2001). Ce paramètre vise à décrire la magnitude des valeurs enregistrées en quantifiant le degré de regroupements des valeurs à

proximité du centre de probabilité des valeurs médianes. Si le mode est concentré dans des classes granulométriques restreintes et à proximité de la médiane, on observera une distribution leptokurtique. Une forte dispersion caractérisera une distribution platikurtique. Ce coefficient a pu être calculé à partir de la relation (3.2) (Plantz, 2007). Les résultats acquis ont par la suite été classés selon la classification (tableau 3.2) de Folk et Ward (1957).

$$K_g = (95\% - 5\%) / [2.44 (75\% - 25\%)] \quad (3.2)$$

K_g	$< 0,67$	Courbe très platycurtique
0,67	-0,9	Courbe platycurtique
0,9	-1,11	Courbe mésocurtique
1,11	-1,5	Courbe leptocurtique
1,5	-3	Courbe très leptocurtique
$3 >$	K_g	Courbe extrêmement leptocurtique

Tableau 3.2 Classification des valeurs du coefficient d'aplatissement selon la classification de Folk et Ward (1957)

3.3.3 Résultats

Le tableau (3.3) regroupe l'ensemble des valeurs qui ont été acquises et analysées dans le cadre de cette étude. Les déviations standard ont été calculées grâce à l'extension Excel Gradistat version 8-2010 (Blott et Pye, 2001). Un tableau synthèse accompagné d'un graphique de distribution des classes granulométriques est fourni en annexe pour chaque échantillon.

Échantillons	Profondeur (m)	Mode granulométrique (μm)	Deviation standard (σ) (gradistat 2015)	Terminologie Ds	Kurtosis (Kg)	Terminologie Kg	Skewness (Sk)	Origine
13GT0014-4	8,00	163,15	0,523	Modérément bien triée	0,998	Courbe mesocurtique	0,140	Éolienne
13GT0014-3	5,50	160,28	0,526	Modérément bien triée	0,985	Courbe mesocurtique	0,160	Éolienne
13GT0014-2	3,00	160,65	0,505	Modérément bien triée	1,013	Courbe mesocurtique	0,155	Éolienne
13GT0014-1	0,50	159,20	0,576	Modérément bien triée	0,975	Courbe mesocurtique	0,153	Éolienne
13GT0013-4	3,00	300,70	0,858	Modérément bien triée	2,450	Courbe très leptocurtique	0,473	Alluviale
13GT0013-3	2,40	239,60	0,465	Bien triée	1,078	Courbe mesocurtique	0,155	Alluviale
13GT0013-2	1,60	241,80	0,813	Modérément bien triée	2,833	Courbe très leptocurtique	0,473	Alluviale
13GT0013-1	0,80	247,60	0,499	Bien triée	1,198	Courbe leptocurtique	0,208	Alluviale
13GT0008-4	8,00	159,00	0,504	Modérément bien triée	1,025	Courbe mesocurtique	0,153	Éolienne
13GT0008-3	6,00	162,80	0,608	Modérément bien triée	0,973	Courbe mesocurtique	0,155	Éolienne
13GT0008-2	4,00	147,70	0,483	Bien triée	1,023	Courbe mesocurtique	0,178	Éolienne
13GT0008-1	2,00	172,70	0,733	Modérément bien triée	1,748	Courbe très leptocurtique	0,338	Éolienne
13GT0007-4	7,40	162,03	0,622	Modérément bien triée	0,985	Courbe mesocurtique	0,145	Éolienne
13GT0007-2	3,70	159,63	0,497	Bien triée	1,030	Courbe mesocurtique	0,153	Éolienne
13GT0007-1	1,85	164,48	0,564	Modérément bien triée	0,968	Courbe mesocurtique	0,125	Éolienne

Tableau 3. 3 Récapitulatif des divers paramètres granulométriques (moyenne géométrique avec la méthode de Folk et Ward sur 5 échantillons) acquis et étudiés au travers de la campagne de caractérisation des dépôts éoliens dans la région de Iotbinière, Québec (Feuillet 21L05-21L12)

Grâce à la mesure de ces divers paramètres, il nous a été possible de diagnostiquer les divers environnements sédimentaires échantillonnés. La variation des modes granulométriques (degré de dissymétrie) en fonction du coefficient d'aplatissement permet de définir selon la classification de Syvitski (2007), l'origine sédimentaire à partir de paramètres intrinsèques (Sk et Kg). Ce type de classification s'appuie sur l'allure des profils de fréquences granulométriques d'échantillons provenant d'environnements connus, ce qui permet de contraindre l'environnement sédimentaire des échantillons analysés dans cette étude. La figure (3.11) illustre la répartition des valeurs obtenues sur les complexes éoliens 13GT0008, 07, 13,14. L'ensemble des échantillons analysés présente une origine éolienne à l'exception de l'échantillon 13GT0013 qui démontre des courbes de distribution très leptokurtique. Ce type de configuration est principalement associée à des environnements alluviaux.

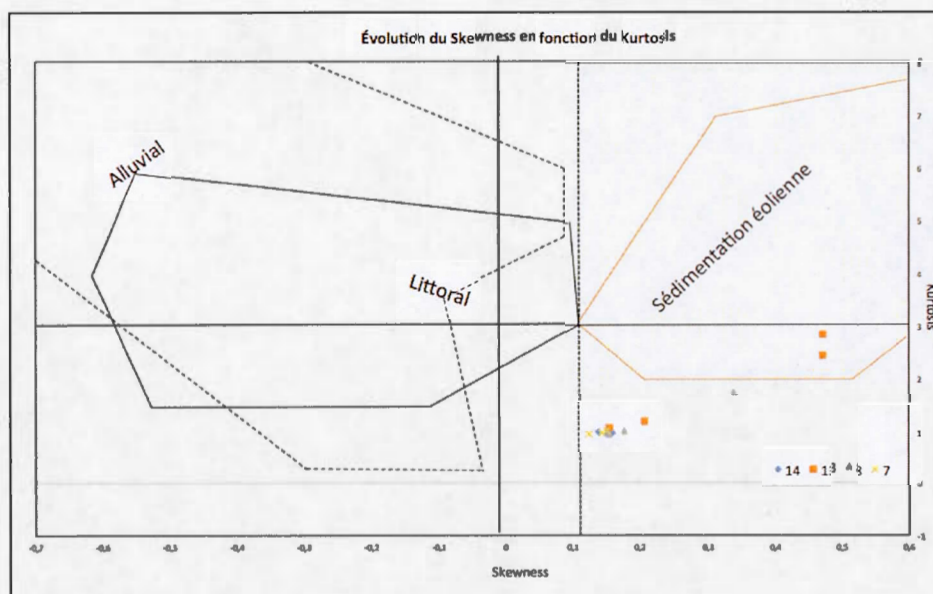


Figure 3. 11 Évolution du degré de dissymétrie en fonction du coefficient d'aplatissement pour les divers profils échantillonnés (adapté de Syvitski, 2007)

3.3.4 Interprétations

Les résultats acquis pour les échantillons 13GT0007 et 13GT0014 montrent une très forte homogénéité granulométrique à $\sim 160 \mu\text{m}$ (moyenne géométrique de Folk et Ward) le long de ces profils. Les échantillons 13GT0013 et 13GT0008 se caractérisent eux par une plus forte hétérogénéité. La répartition des classes granulométriques le long des profils forme un « S » tronqué, mais les variations granulométriques demeurent dans l'ordre de $\sim 60\text{-}80 \mu\text{m}$. Les particules généralement grossières à la base des profils tendent à s'amincir vers le milieu de ceux-ci pour finalement aboutir à une taille terminale au sommet de $\sim 155 \mu\text{m}$ pour l'échantillon 13GT0008 et $\sim 265 \mu\text{m}$ pour l'échantillon 13GT0013. D'un point de vue général, les modes granulométriques sont homogènes à $\sim 150\text{-}170 \mu\text{m}$ pour l'ensemble des profils, excepté pour l'échantillon 13GT0013 qui se situe lui à $\sim 230\text{-}270 \mu\text{m}$. Par ailleurs l'échantillon 13GT0013 d'après la classification de Folk et Ward serait associé à faciès

alluvial. Néanmoins l'interprétation des résultats de l'échantillon 13GT0013 à partir du modèle de Syvitski (2007) positionne ce dernier dans le domaine éolien. Cette mesure se révèle être un artefact et prouve que le modèle doit être amélioré pour tenir compte des caractéristiques granulométriques particulières d'un secteur à l'étude. Les observations de terrain démontrant la présente stratification composée de minéraux ferromagnésiens suggèrent une origine alluviale pour cet échantillon. Le faible degré de variation des modes granulométriques suggère que la mise en place de ces dépôts s'est opérée sous le couvert de vent constant ne pouvant transporter qu'une seule taille granulométrique. Les résultats obtenus sur les profils échantillonnés à $\pm 150-170 \mu\text{m}$ sont conformes avec les résultats granulométriques à 2ϕ ($\sim 210 \mu\text{m}$) obtenus sur des systèmes de dunes dans la province du Saskatchewan (David, 1981). Les analyses ont permis de confirmer l'hypothèse initiale que ces dépôts soient associés à des sédiments éoliens. Les derniers sont constitués de sables fins à moyens, très bien triés et stratifiés ayant été remaniés à partir de sédiments marins littoraux ou deltaïques (Chauvin, 1979a ; Fillion, 1987 ; Gadd, 1955, 1960, 1971).

3.4. Analyse par géoradar

Dans une optique de caractérisation de la structure interne de ces complexes dunaires, une investigation géoradar (GPR) a été faite sur le site 13GT0014. Ces mesures ont permis de définir avec plus de précision l'architecture interne de ces unités.

3.4.1 Localisation

Plusieurs transect ont été opérés afin de caractériser l'architecture des dépôts éoliens à la station 13GT0014 ($46^{\circ}34'29.72''\text{N}$: $71^{\circ}32'12.11''\text{O}$). Cette station est située à proximité de Villeroy et affleure au fond d'une propriété. Ce site se trouve au sein d'un champ de dune parabolique (Figure 3.12), constitué de sable fin très bien trié et homogène sur la totalité du profil. L'épaisseur maximale n'excède pas 10 mètres, et l'élévation de ces dépôts culmine à une altitude de 140 mètres (*asl*).

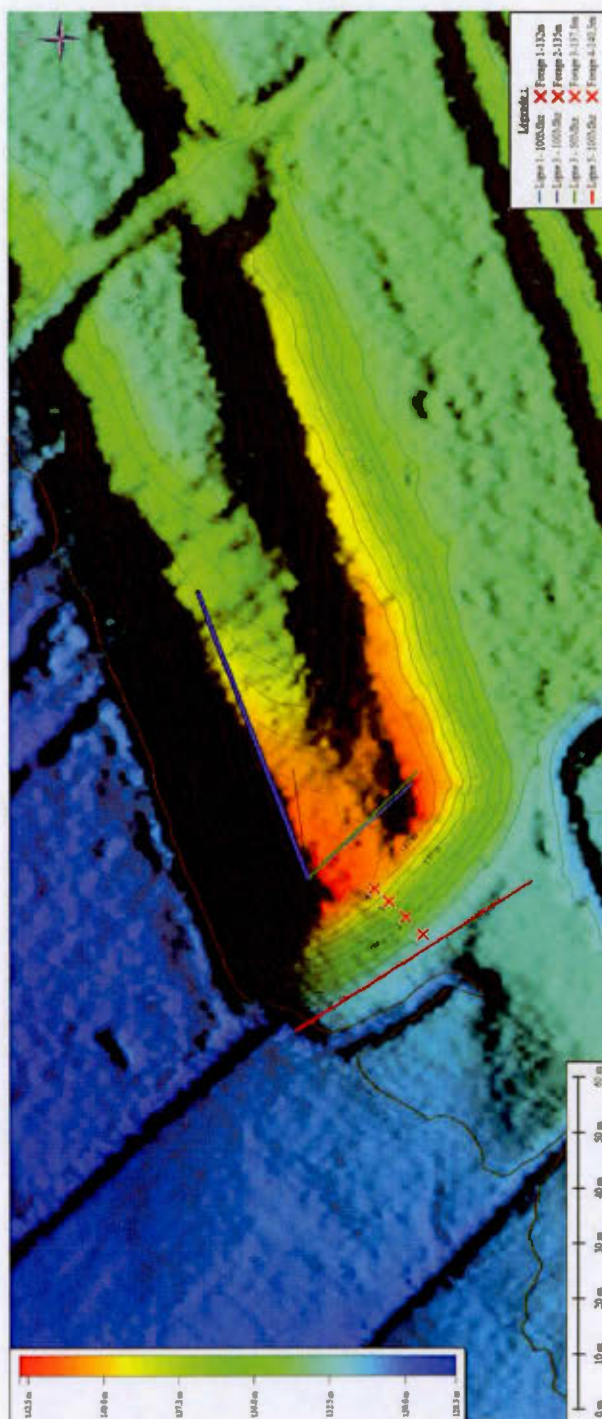


Figure 3.12 Imagerie (LiDAR) couplée à un modèle d'élévation numérique du système dunaire 13GT0014. Les lignes de relevés GPR effectuées dans cette étude sont également représentées (les lignes 1 et 6 parcourent le même transect)

3.4.2 Méthodologie

Cette campagne de mesure a bénéficié de la supervision de Sylvain Gagné (assistant de recherche au département des sciences de la Terre et de l'atmosphère à l'UQAM). L'appareil GPR (Ground Penetrating Radar) utilisé lors de cette campagne est du type pulseEkko 100 de la marque Sensors and Software. Ce dispositif a été couplé à des antennes de 50 MHz (2 mètres de large) et 100 MHz (1 mètre de large). La qualité du signal acquis est tributaire de la fréquence à laquelle les mesures ont été effectuées. Plusieurs mesures avec l'antenne de 50 MHz ont ainsi été opérées, toutefois en raison de la végétation et de la taille des antennes, toutes les lignes de mesures n'ont pu être prises sur l'ensemble du dépôt.

L'instrumentation GPR s'appuie sur le principe de réflexion des ondes électromagnétiques (de fréquences radars) au contact de deux unités de nature lithologique et caractéristique diélectrique différente. L'origine de ces différences peut refléter une variation de la granulométrie, de la porosité, du taux d'humidité, ainsi que la nature du substrat. Le signal émis après avoir traversé l'unité sera reçu et analysé par un module analogique (Figure 3.13). D'un point de vue général, les lithologies composées de particules fines comme les silts, argiles (MGa), till silto-argileux (Tm), ainsi que les unités généralement grossières (MGb) entravent la propagation des ondes. Parallèlement, les particules grossières donnant une forte porosité telle que les graviers et sables permettent d'acquérir un signal de bonne qualité.

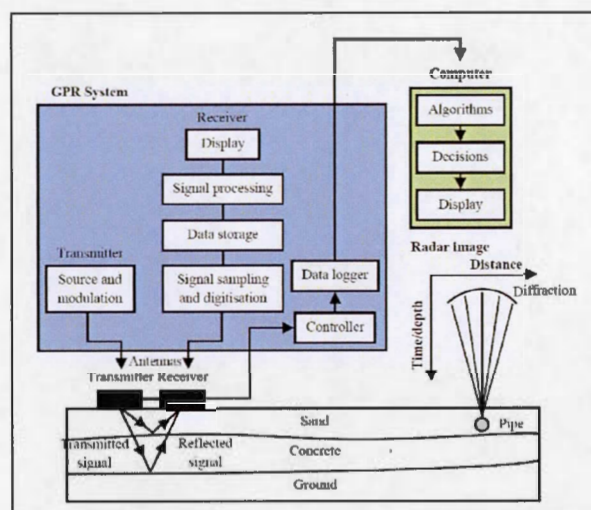


Figure 3.13 Bloc diagramme démontrant les principes par sondage géophysique radar (GPR - Ground penetrating radar) (Tiré de Bostanudin, 2013)

La méthodologie de mesure sur le terrain a consisté à déplacer le couple émetteur-récepteur le long d'un transect prédéfini tout en prenant soin de déplacer l'appareillage avec un pas d'espacement fixe (par exemple 1m, 50 cm). L'espacement entre le couple émetteur-récepteur a été fixé à la même distance que la longueur des antennes, l'incrémentation des mesures a été fixée à la moitié de la longueur des antennes utilisées. Ainsi pour l'antenne de 50 MHz de 2 mètres de large, un espacement de 2 mètres entre l'émetteur et le récepteur a été requis, le pas de mesure choisi correspond 1 mètre. Pour l'antenne de 100 MHz (1 mètre de large), la distance entre les antennes est de 1 mètre avec un pas de mesure à tous les 50 cm. À l'aide de cette configuration, il a été possible d'appliquer le principe de la mesure CMP (Common Mid-Point) qui permet de déterminer la vitesse de propagation des ondes dans un sédiment avec une meilleure résolution. Lors de cette campagne d'investigation, 6 transects (figure 3.14) de part et d'autre de la dune parabolique 13GT0014 ont été obtenus. La ligne de mesures 1 (100 MHz) et la ligne 6 (50 MHz) ont été acquises dans la portion sommitale

du complexe. La ligne 5 (100 MHz) a été acquise dans la portion basale ; la ligne 3 (100 MHz) et la ligne 4 (50 MHz) se prolongent transversalement en direction du N0.

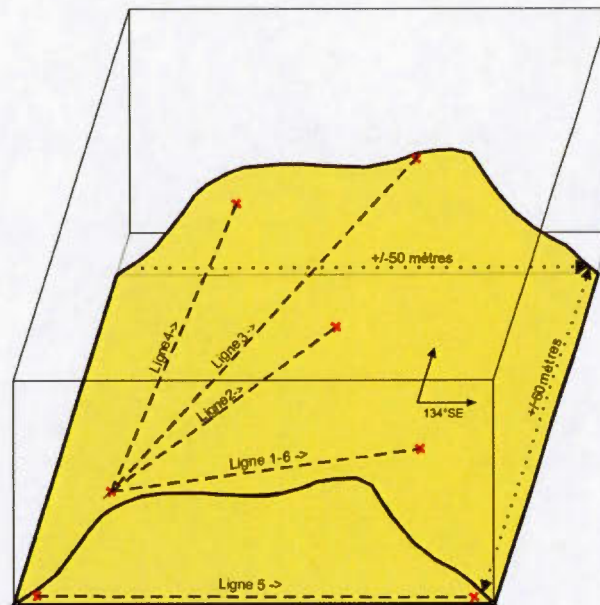


Figure 3. 14 Mise en contexte du système dunaire 13GT0014 et des diverses lignes de sondages GPR opérées dans le cadre de cette étude

3.4.3 Traitement de données

Une étape de traitement de données a été nécessaire avant de pouvoir analyser les profils obtenus. Pour ce faire, il a fallu exécuter une déconvolution du signal, à l'aide du logiciel ReflexW. Le protocole de traitement du signal s'appuie sur les travaux de doctorat de Bostanudin (2013) et a consisté dans un premier temps à éliminer toutes les ondes dites « aériennes » (Move Start time). Par la suite, quelques paramètres ont été redéfinis tels que le *subtract mean Value* et le *bandpass Frequency*. Ces opérations sont nécessaires pour améliorer la qualité du signal et supprimer le bruit de fond. Ultimement, des mesures issues d'un modèle d'élévation numérique ont été fusionnées avec les profils préalablement traités. Cela a ainsi permis de procéder à une correction

topographique et augmenter encore la qualité des analyses. Les données de correction ayant permis à déconvoluer le signal sont fournies dans le coin supérieur gauche pour chaque profil interprété.

3.4.4 Résultat des investigations géoradar

Au final, quatre transect ont été retenus et analysés (Ligne 1-3-5-6). La figure 3.15 présente le profil GPR brut ainsi que les interprétations acquises pour la ligne 1 (100 MHz). Ce transect est situé au sommet du complexe éolien 13GT0014 et couvre une distance de 25 mètres sur une profondeur de 10 mètres. Les résultats démontrent la présence de lits subhorizontaux situés dans la partie centrale du profil sur une épaisseur de 4-5 mètres, tandis que les extrémités sont caractérisées par des lits obliques sur une épaisseur de 2 à 3 mètres. Bien que la taille des particules est homogène ($\sim 160 \mu\text{m}$; voir Figure 3.5) sur l'ensemble du profil, il est possible de distinguer une « cuvette » soulignée par la présence d'un réflecteur marqué. Celle-ci est occupée par des lits subhorizontaux s'encaissant dans un corps sableux dont la stratification semble oblique et plus ou moins bien définie sur le reste du profil. L'observation de ce réflecteur de forte impédance en forme concave nous a permis d'émettre l'hypothèse que ce système éolien s'est mise en place au travers de deux épisodes distincts dans le temps ou a potentiellement migré lors d'une même phase de remobilisation.

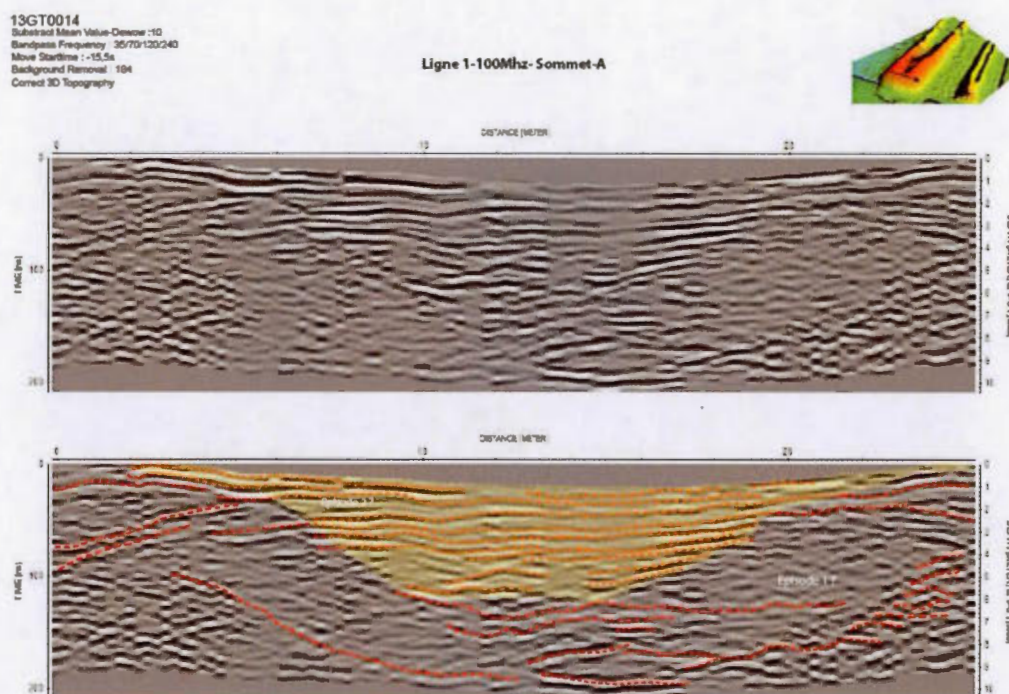


Figure 3. 15 Interprétation des relevés GPR pour la ligne 1 (100 MHz)

La figure 3.16 présente le profil GPR brut ainsi que les interprétations structurales pour la ligne 6 (50 MHz). Ce transect est situé au sommet du complexe éolien 13GT0014 et couvre une distance de 25 mètres sur une profondeur de 19 mètres. L'utilisation de l'antenne de 50 MHz nous a permis de doubler la profondeur de pénétration des ondes dans le sédiment ; en revanche la qualité du signal a été affectée. Les données acquises ont validé les interprétations précédentes de la ligne 1. En effet, au travers de ce transect, il est toujours possible de distinguer le réflecteur de forte impédance de forme concave ainsi que l'édifice en forme de « cuvette » sur 4 à 5 mètres de profondeur dans la portion centrale du profil. Le reste de l'unité démontre une stratification chaotique caractérisée par des lits s'entrecroisant à une profondeur de 13-15 mètres. Les systèmes éoliens exposent généralement des discordances angulaires. Ce type de stratification

est abondante, car les vents ne sont jamais unidirectionnels (stable dans le temps) (Jol, 2009). L'édifice en forme de «cuvette» situé à 4 mètres de profondeur présente des stratifications subhorizontales qui contrastent fortement avec le reste du profil qui est lui dominé par des stratifications obliques et une forte abondance de discordance angulaire. Ces observations confortent l'hypothèse que ce système a probablement été mis en place au cours de deux épisodes distincts.

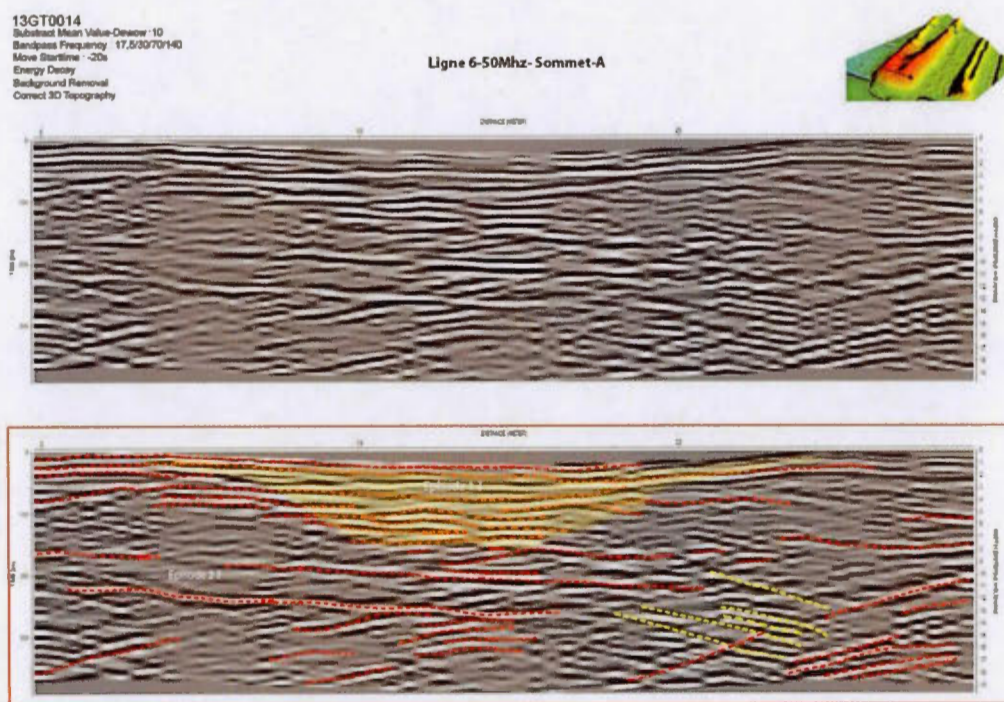


Figure 3. 16 Interprétation des relevés GPR pour la ligne 6 (50 MHz)

La figure 3.17 présente le profil GPR brut ainsi que les interprétations acquises pour la ligne 3 (100 MHz). Ce transect est situé au sommet du complexe éolien 13GT0014 et couvre une distance de 60 mètres transversalement à celui-ci sur une profondeur

d'environ 12 mètres. Les résultats acquis sur ce profil ont montré la présence de lits généralement subhorizontaux, localement enchevêtrés par des lits obliques.

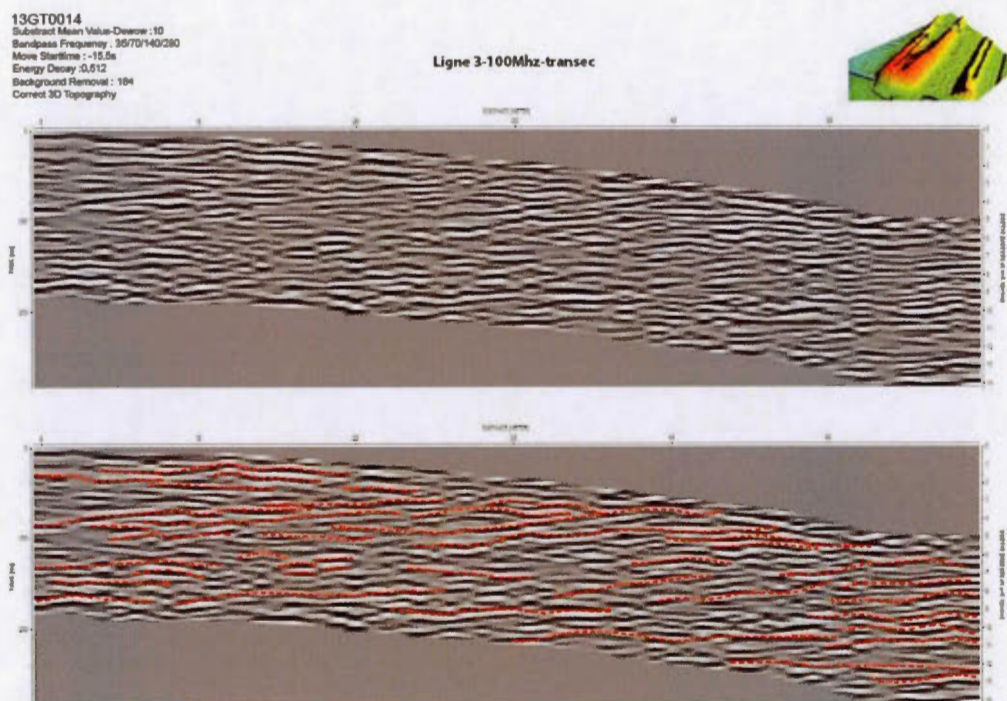


Figure 3. 17 Interprétation des relevés GPR pour la ligne 3 (100 MHz)

La figure 3.18 présente le profil GPR brute ainsi que les interprétations acquises pour la ligne 5 (100 MHz). Ce transect est situé à la base du complexe éolien 13GT0014 et couvre une distance de 53 mètres sur une profondeur de 9 mètres. Les résultats obtenus par ce profil nous ont permis de diagnostiquer la nature du matériel sous-jacent sur lequel repose ce complexe éolien. Le profil se caractérise par la présence de lits subhorizontaux homogènement répartis sur 3 mètres d'épaisseur. Ces unités sont possiblement attribuées aux sables littoraux (MGB) de la Mer de Champlain qui a largement été reconnue dans la région. Ces dépôts littoraux recouvrent en contact

discordant une épaisse couche de matériel diamictique et localement à l'est du profil une possible lentille de matériel argileux. Ces observations confirment la forte filiation entre les flèches littorales composées de sables et graviers (MGB) de la Mer de Champlain et les systèmes éoliens. Le développement des dunes paraboliques du secteur à l'étude a été possible en partie grâce à la présence de flèches littorales ayant servi de point d'ancrage, comme le démontre la base du profil 3. À partir d'une profondeur de 4 mètres, les données révèlent la présence de nombreux clastes symbolisés par des hyperboles des réflexions. Ces résultats ont permis de confirmer la nature du substrat sur laquelle reposent ces dépôts éoliens qui affleurent en abondance dans le piedmont appalachien. Le diamicton ainsi décrit dans la partie centrale du profil est attribué au dernier till de surface affleurant dans la région soit : le Till de Gentilly.

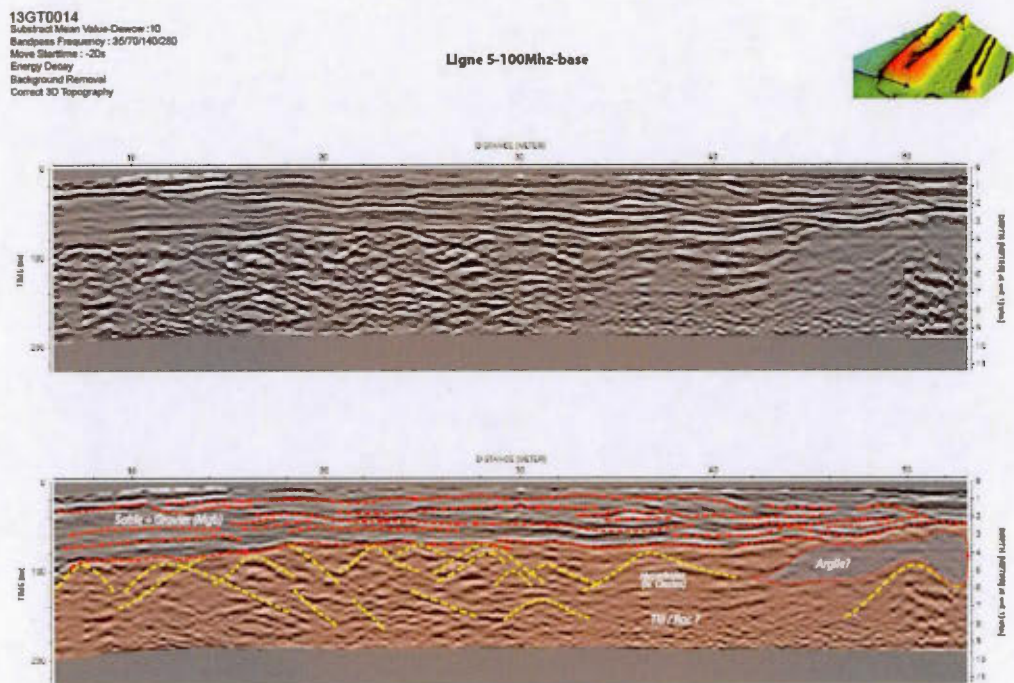


Figure 3. 18 Interprétation des relevés GPR pour la ligne 3 (100 MHz)

3.5. Programme de datation par luminescence

Dans une optique de caractérisation de la chronologie de mise en place de ces complexes dunaires, une campagne de datation par luminescence optique (OSL) a été entreprise sur les sites 13GT0014-13GT0013-13GT0008 et 13GT0007. Ces mesures devraient préciser la chronologie de déflation qui a affecté le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent, suite au retrait de la Mer de Champlain.

3.5.1 Principe de la luminescence

Les connaissances liées à la luminescence optique se sont développées au cours des dernières décennies. Boyle (1867) décrit pour la première fois un phénomène de fluorescence. Ce dernier démontra que l'exposition de certains minéraux à proximité d'une source thermique (bougie), conduisait à l'incandescence de ces derniers : la thermoluminescence (TL). L'origine de ces émissions lumineuses sera découverte plus tard notamment grâce à l'avènement des photomultiplicateurs. Daniels *et al.*, (1953) émettront ainsi l'hypothèse que ces émissions seraient liées à la présence d'inclusions radioactives au sein des minéraux. Quelques années plus tard, la méthode sera reprise et appliquée à la datation d'objets anciens chauffés comme des céramiques (Aitken, 1968 ; Aitken, et al. 1964 ; Grogler et al. 1958). La datation par thermoluminescence sera éventuellement utilisée de manière routinière dans les travaux archéologiques. En effet, la datation par thermoluminescence permet d'évaluer la dernière exposition d'un échantillon à la chaleur. Cependant Wintle (1980) et Wintle et Huntley (1979, 1980) appliqueront la méthode sur des sédiments quaternaires issus de carottes océaniques. Ces travaux démontreront qu'il est possible de dater la dernière exposition (remise à zéro) à la lumière solaire d'un sédiment lors de son transport préalablement à son enfouissement. Le développement de cette méthode mènera aux travaux de Huntley *et al.* (1985) sur la datation par luminescence optique. Ces derniers détermineront que l'intensité du signal luminescent serait plus sensible suite à une stimulation optique (laser à argon émettant dans le spectre visible (514 nm)) plutôt qu'une stimulation

d'origine thermique. La remise à zéro des échantillons serait également plus rapide et surtout plus efficace. Hütt et al. (1988) expérimentera l'applicabilité de la méthode dans le domaine de l'infrarouge (IRSL). Au travers l'établissement de divers protocoles TL, OSL et IRSL on souhaite donc évaluer le moment où tous les pièges cristallins ont été vidés suite à une exposition à la chaleur (ex : minéral chauffé, poterie, silex chauffés, céramiques) ou au rayonnement solaire (ex : dépôts provenant du transport fluvial ou éolien). Le développement des connaissances permettra le traitement individuel du signal émis par les minéraux, notamment grâce à la méthode de datation par aliquotes uniques (single aliquote) ou encore par grain unique (single grain) (Lamothe et al. 1994 ; Murray et Wintle, 2000 ; Duller, 2008). La méthode de datation par luminescence optique peut donc être considérée comme de la dosimétrie naturelle qui s'appuie uniquement sur les caractéristiques physiques de matériaux cristallins. Par extension ces méthodes ont été appliquées au domaine de la géologie, notamment à la géochronologie des séquences quaternaires. L'OSL présente de nombreux avantages en comparaison à la TL. Elle utilise le même processus de remise à zéro que l'environnement c'est-à-dire l'exposition au soleil. Dans certains environnements la remise à zéro des sédiments est rapide et efficace. L'applicabilité de la méthode est possible sur des petites quantités de matériel (i.e. aliquot simple, grain unique) et permet d'obtenir des âges calendrier (Aitken, 1998) sur une grande variété de sédiments et donc une large gamme de milieux sédimentaires.

3.5.2 Cadre physique de la méthode

Les principes de la datation optique s'appuient sur la génération d'électrons libres, à partir de la bande de valence, ainsi que de centres de recombinaison dans la structure cristalline d'un minéral. Certains minéraux tels que le quartz (SiO_2), les plagioclases ainsi que les minéraux de la famille des feldspaths potassiques (sanidine, microcline et orthoclase) présentent des défauts cristallins qui agissent en tant que pièges à électrons. Ces défauts sont issus d'un déséquilibre de la maille cristalline et sont notamment

produits par des lacunes et des substitutions atomiques ou encore des distorsions dans l'agencement des atomes d'aluminium et de silicium, connu sous le nom d'Al/Si *Order-disorder* (substitution des ions Al^{3+} au centre des tétraèdres SiO_4) (Visocekas et al. 1998). Les électrons originellement positionnés dans les couches de valences caractéristiques peuvent, sous l'effet d'une ionisation, être éjectés d'une orbitale atomique (passage vers la bande de conduction supérieure). L'état d'excitation atteint dû aux diverses sources ionisantes conduira ainsi à la formation de paires d'électrons-trous qui pourront être captées dans les « pièges cristallins » situés dans la bande interdite (figure 3.19). Ces électrons resteront logés au sein de ces pièges tant et aussi longtemps qu'ils ne seront pas suffisamment stimulés, soit par une source thermique ou lumineuse. La stabilité de ces pièges est variable et diffère d'un minéral à l'autre.

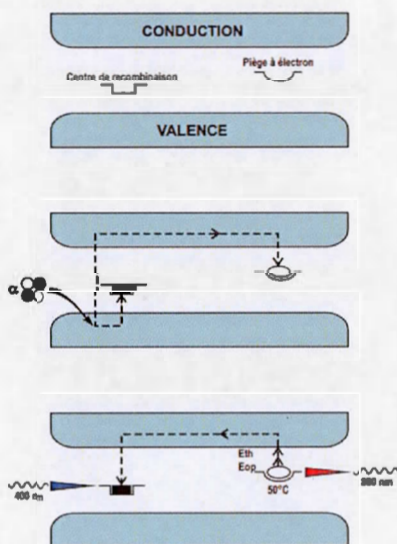


Figure 3. 19 Modèle théorique des couches de valences, bande de conduction et centre de recombinaison au sein d'un minéral (Lamothe, 1996)

Lors de la désexcitation, après un court passage dans la bande de conduction, l'électron se recombinera avec un centre de luminescence, ce qui résultera en l'émission d'un

photon (lumière). L'équipement de laboratoire nous permet de mesurer l'intensité des photons émis au cours d'une stimulation thermique ou optique, laquelle est proportionnelle à la quantité d'électrons initialement capturés dans les pièges. Les quartz, les feldspaths potassiques et les plagioclases agissent ainsi comme des dosimètres naturels, en enregistrant la quantité de radiation à laquelle le sédiment a été exposé depuis leur enfouissement. Les datations par luminescence (OSL et TL) permettent donc de mesurer l'énergie radiative reçue dans l'environnement en quantifiant le signal lumineux qui est émis par les minéraux en réponse à une stimulation optique ou thermique. L'avantage de la stimulation optique, en comparaison à la stimulation thermique, réside dans sa plus grande efficacité à vider les pièges cristallins sous l'effet d'un rayonnement lumineux solaire « sun bleaching » ou artificiels (Huntley, 1985 et Huntley et al. 1985). Ces conditions sont particulièrement utiles pour des sédiments qui ont été exposés sur une courte durée au rayonnement solaire avant leur enfouissement. Les diverses expérimentations en laboratoire ont en effet démontré que suite à un lessivage lumineux (« bleaching ») d'une durée de 100 secondes, le signal lumineux rémanent contenu au sein des minéraux de quartz correspondrait à moins de 0,1 % du signal initialement mesuré, contre 85 % du signal pour une même durée d'exposition avec un protocole de thermoluminescence (Duller, 2008). Plusieurs méthodes en laboratoire permettent ainsi de vider les pièges de leurs électrons piégés sous l'effet d'une stimulation. Dans l'environnement, la durée et l'intensité de la stimulation sont des facteurs critiques à prendre en considération. Si la stimulation lumineuse est suffisante pour vider l'ensemble des pièges, on considérera alors que l'échantillon a correctement été « remis à zéro ». Ainsi en considérant que le taux de radioactivité naturelle agissant sur l'échantillon est constant au cours du temps, il est possible de calculer l'âge d'un échantillon en divisant la paléodose (correspondant à la quantité d'énergie accumulée au sein des divers pièges cristallins suite à la dernière remise à zéro) par la dose radioactive annuellement délivrée par l'environnement sur l'échantillon (dose

annuelle). La relation 3.3 décrite ci-dessous permet ainsi d'obtenir l'âge datant la dernière remise à zéro du signal.

Relation 3.3 : $\text{Age OSL (ka)} = \text{Paléodose (gray)} / \text{Dose annuelle (gray/ka)}$

La figure 3.20 résume les principes de la datation par luminescence. L'échantillon, possédant ainsi une paléodose héritée (géologique), sera remis à zéro suite à une stimulation thermique ou lumineuse. L'effet de cette stimulation se matérialisera par une vidange des pièges cristallins. Cette remise à zéro permettra ainsi de redémarrer le dosimètre interne, permettant ainsi la ré-accumulation d'électrons au sein des défauts cristallins. La détermination de la paléodose s'obtiendra en laboratoire grâce à un protocole SAR modifié (Lamothe, 2004) qui s'appuie sur la comparaison du signal naturel avec celui généré par des doses artificielles connues. Cette méthode permettra ainsi de déterminer la dose équivalente. Les détails de cette méthode peuvent être trouvés dans les travaux de Duller (2008), Lamothe (2004) et Rhodes (2011).

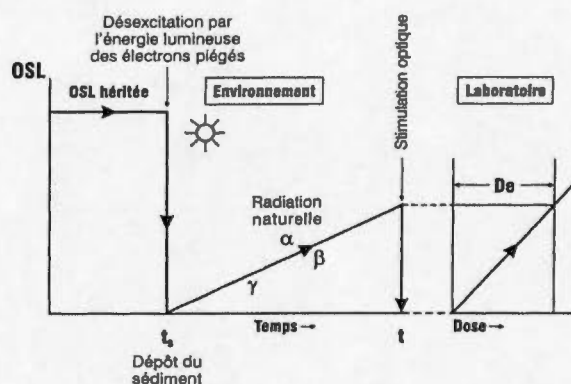


Figure 3. 20 Modèle conceptuel des principes de la datation optique par luminescence (tiré de Lamothe, 1996)

3.5.3 Dose annuelle

Deux sources principales ionisantes peuvent contribuer à irradier le sédiment. On note d'une part la désintégration radioactive en chaînes des atomes d'uranium (^{238}U), de

thorium (^{232}Th), de potassium (^{40}K) et, dans une moins grande mesure du rubidium (^{137}Rb), qui sont naturellement présents dans l'environnement. La désintégration de ces atomes radioactifs en isotopes plus légers s'accompagne d'émissions de particules alpha (α) et bêta (β), ainsi que d'énergie sous forme de rayonnement gamma (γ). D'autre part, le rayonnement d'origine cosmique n'ayant pas été bloqué par le champ magnétique et la haute atmosphère constitue la deuxième source d'ionisation (Aitken, 1985 et Duller, 2008). La quantification de ces diverses sources ionisantes agissant sur le sédiment permet de définir la dose radioactive annuelle reçue par le sédiment (dose annuelle, Da). La dose annuelle est exprimée en gray (Gy), ou un gray correspond à une énergie d'un joule par kilogramme selon le système international. La dose annuelle peut également être influencée par la teneur en eau (absorption) contenue dans l'échantillon. Il convient alors de bien mesurer ce paramètre afin d'appliquer un coefficient d'atténuation sur la dose annuelle. La dose annuelle se révèle alors inversement proportionnelle à l'humidité relative du sol (Aitken, 1985). Un tableau synthétique de l'ensemble des teneurs en eau mesurées lors de cette campagne d'échantillonnage est présenté en annexe 2.

3.5.4 Dose équivalente

Le calcul de dose équivalente en laboratoire, est interpolé en comparant le signal lumineux naturel émis par l'échantillon lorsqu'il est soumis à des sources ionisantes (bêta ou gamma) d'intensité connue. L'ionisation progressive artificielle de l'échantillon permet ainsi de produire une courbe de croissance de l'intensité lumineuse en fonction de la dose administrée (figure 3.21). La méthode SAR (single aliquot regeneration) permet d'interpoler ce signal artificiel sur le signal naturellement mesuré, tout en corrigeant le signal par une dose étalon : la dose test (Murray et Wintle, 2000). Cette méthode permet ainsi de calculer la dose équivalente (De) de l'échantillon correspondant à la dose nécessaire pour obtenir un signal luminescent de même intensité que celui enregistré naturellement en laboratoire sur l'échantillon.

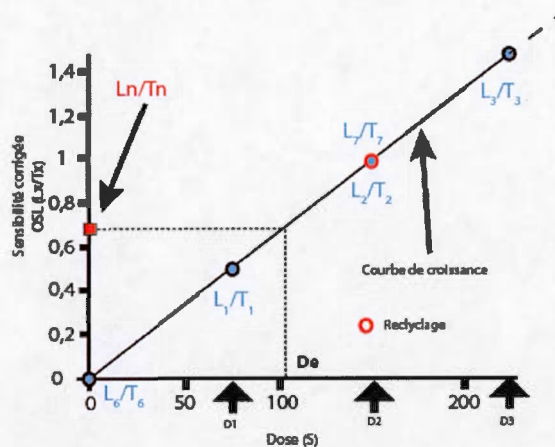


Figure 3. 21 Méthode de calcul de la dose équivalente pour l'échantillon 13GT0014-1 grâce à l'interpolation du rapport de la luminescence naturelle (L_n/T_n) sur la courbe de croissance des doses artificiellement administrées en laboratoire (L_x/T_x) (modifié de Duller, 2008)

3.5.5 Décroissance anormale du signal (Anomalous Fading)

Bien que le modèle théorique prédise une stabilité à long terme des pièges cristallins en l'absence d'ionisation, les minéraux de la famille des feldspaths ont démontré une tendance à libérer spontanément des électrons de ces pièges. Cette caractéristique fait en sorte que le signal mesuré après un certain délai sera sous-évalué par rapport au signal original. Documenté pour la première fois par Wintle (1973) lors de mesures par thermoluminescence, le phénomène de décroissance anormal du signal enregistré sur les feldspaths est connu sous l'appellation d'« *anomalous fading* ». Cette décroissance anormale du signal montre une relation linéaire avec le logarithme du temps écoulé depuis l'irradiation. Aitken (1985) et Visocekas (1985) ont documenté ce phénomène qui serait lié à l'effet tunnel quantique. Une lecture unique de nos échantillons ne nous permettrait donc pas de quantifier cette décroissance. Pour pallier à ce phénomène, de multiples mesures espacées dans le temps sont faites. Usuellement les mesures sont espacées par décade de temps ou il est possible par la suite d'appliquer des corrections mathématiques (Huntley et Lamothe, 2001 ; Lamothe et al. 2003) afin de caractériser au mieux ce taux de décroissance anormal.

3.5.6 Méthode de correction du Fading

La méthode de correction mise au point par Huntley et Lamothe (2001) a été proposée dans le cas où l'intensité de la luminescence naturelle (I_n/I_0) se situe dans la portion linéaire de la courbe de croissance. L'équation 3.1 décrite ci-dessous est basée sur une méthode itérative et permet notamment de dater la remise à zéro de système récent situé entre 0 -50 ka.

$$\text{Équation 3.1 } I = I_c \left[1 - \frac{g}{100} \log_{10} \left(\frac{t}{t_c} \right) \right]$$

Les termes contenus dans cette équation sont décrits par : I_c correspondant à l'intensité du signal IRSL (photon count) mesuré à un instant T_c arbitraire (délai). Le terme t correspond au délai court (prompt). Un minimum de trois prompt est suggéré pour obtenir une meilleure itération de l'équation. Le terme g est attribué à la décroissance du signal exprimé en pourcentage par décade (correspondant à un facteur de temps multiplié par 10 depuis la dernière irradiation). Les études de ces auteurs ont permis d'estimer que dans la majorité des cas le taux de décroissance lié au fading sur les feldspaths oscillerait entre 2 à 10 % par décade. La valeur g pourra également être calculée en fonction de l'inclinaison de la pente d'intensité lumineuse sur une échelle de temps logarithmique (Auclair et al., 2003).

3.5.7 Problèmes liés à la méthode

Le programme de datation ici présenté est appliqué à des dépôts d'origine éolienne ayant possiblement été remaniés dans un court interval de temps subséquemment à leur accumulation et donc à leur enfouissement. La méthode par IRSL a été appliquée dans cette étude pour caractériser au mieux la paléodose de ces dépôts éoliens.

La datation par luminescence optique se heurte à quelques difficultés. Dans le cadre de cette étude, une série de paramètres ont donc été pris en considération afin de pouvoir limiter les incertitudes. Les principaux paramètres sont :

- La bonne remise à zéro de l'horloge dosimétrique ;
- La variabilité dans la sensibilité des minéraux ;
- La variabilité spatiale et temporelle de la dose annuelle reçue ;
- L'instabilité de la luminescence pour les minéraux de feldspath (anomalous fading).

Il faut également tenir compte de l'impact du signal IRSL résiduel dans le réseau cristallin. En effet le niveau de confiance d'un âge obtenu par luminescence optique est tributaire de l'âge de sédimentation d'un échantillon, car le degré d'incertitude est cumulatif. Ainsi plus un échantillon sera jeune, moins les processus radiatifs ambiants permettant la remise à zéro du signal seront efficaces, car étalés sur une période de temps réduite. Ces paramètres font en sorte qu'il est plus difficile de dater des corps sableux récents. En revanche plus un échantillon se révèle "vieux", plus le niveau d'incertitude absolue de ce dernier sera diminué (Aitken, 1998 ; Huot et Lamothe, 2003 ; Lamothe, 1996).

3.6. Protocole d'échantillonnage

L'échantillonnage a été effectué avec des tubes de cuivre (2 Po x 15 Po). L'opacité de ces tubes permet la préservation du signal luminescent rémanent des échantillons et d'éviter une remise à zéro partielle. Au total, 7 échantillons en vue d'une datation par luminescence ont été récoltés. Des échantillons en vue d'une quantification de la teneur en eau et du niveau de saturation en eau des sédiments ont aussi été échantillonnés. La teneur en eau a également été mesurée sur la portion de sédiment aux extrémités des tubes sur environ 5 cm d'épaisseur. Les abondances en K, U et Th des sédiments ont été mesurées sur ces portions externes.

3.6.1 Préparation des échantillons

Le protocole de préparation des échantillons est basé sur le protocole standard établi par le laboratoire Lux (voir annexe 3), s'appuyant sur la publication de Aitken Martin (1998). La première étape de préparation consiste à tamiser nos échantillons afin de récupérer une portion de grain de feldspath et quartz d'une granulométrie comprise entre 150 et 250 μm . Les analyses granulométriques ont démontré que le mode principal récupéré à l'issue de cette étape de tamisage humide est de l'ordre de 160 μm . Par la suite, on souhaite éliminer la portion carbonatée de nos échantillons. Ceci se fait au moyen d'une attaque acide (HCl 10 %). Une séparation densimétrique a ensuite été effectuée dans le but d'isoler les feldspaths potassiques des autres minéraux (quartz et minéraux lourds). Cette étape se fait à l'aide d'une solution de polytungstate de sodium ($3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) préparée à une densité de 2.58 g/cm^3 (Mejdahl, 1985).

La forte concentration de minéraux de micas contenue dans nos échantillons a pu être retirée par attraction électrostatique couplée à une légère séparation magnétique (aimant à terre rare). Dans le but de supprimer la portion externe des grains de quartz ayant reçu une dose alpha, ceux-ci ont subi une attaque acide hydrofluorhydrique (HF 40 %). Toutes les manipulations ont été entreprises sous une lumière contrôlée (light orange) au sein du laboratoire LUX. L'annexe 3 présente l'organigramme de l'ensemble des étapes qui ont été opérées.

3.6.1.1. *Préparation des disques*

Ensuite les grains ont été sélectionnés à l'aide d'une loupe binoculaire. La sélection des grains de feldspaths potassiques et de quartz s'appuie sur des critères liés à la forme du minéral (degrés d'altération) ainsi que la taille et de l'opacité. Par exemple, les minéraux de feldspaths sélectionnés (se référer à l'analyse présentée en annexe 4) démontrent tous une taille moyenne comprise entre 150 et 200 μm , avec une forme plus ou moins automorphe et un degré d'opacité élevé. Des analyses par microscopie

à balayage optique (figure 3.22) sur quelques disques (13GT0014-1 et 13GT0014-4) ont été entreprises afin de déterminer si ces critères ont été respectés lors de la sélection des grains.

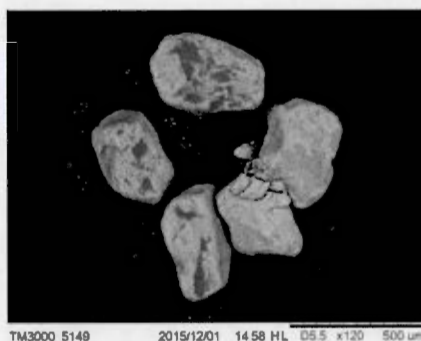


Figure 3. 22 Analyse optique (x120) de l'échantillon 13GT0014-4 par microscopie à balayage électronique (MEB) (Fraction granulométrique 150-250 µm)

Les grains ainsi isolés ont été collés sur des disques d'aluminium (Figure 3.23) de 0,9 cm de diamètre grâce à une fine couche d'huile de silicone. Ainsi pour chaque niveau échantillonné sur le terrain, 12 disques (aliquotes) contenant 5 grains ont été préparés.

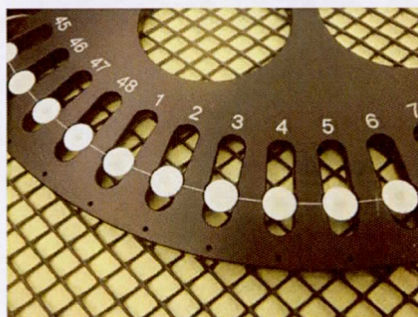


Figure 3. 23 Porte-échantillon supportant des disques d'aluminium en vue d'une caractérisation par luminescence optique par aliquotes multiples sur un lecteur automatique TL/OSL Risø TD-DA-15

3.6.1.2. *Protocole de préparation des échantillons pour la détermination de la dose annuelle*

Cette étape, consiste à évaluer la contribution des radiations gamma, beta externe et cosmique des sédiments à l'étude. Une faible proportion de rayonnement alpha et bêta est également enregistrée due à la désintégration des isotopes radioactifs d'uranium, de thorium et de potassium à l'intérieur des grains de feldspath et de quartz. La quantification de ces abondances s'est faite au moyen de deux techniques. Deux échantillons ont été broyés afin de mélanger 60 grammes de sédiment avec de la cire dans le but d'obtenir une « Tasse ». Cinq autres échantillons ont directement été encapsulés dans des cylindres en polypropylène de 2 ml et scellés avec de la cire. Les échantillons ainsi préparés ont ensuite été analysés 21 jours plus tard permettant ainsi la stabilisation des éléments radioactifs au sein des nouveaux contenants (équilibre post-radon) (Gilmore, 2011). Les mesures ont été réalisées dans un spectromètre gamma à haute résolution à l'Université du Québec à Montréal.

3.7. Détermination de la dose annuelle

Le calcul de la dose annuelle a pu être établi pour chaque échantillon grâce au nouveau calculateur "*dose rate and age calculator*" (DRAC) (Durcan et al., 2015). Ce calculateur prend en considération les abondances relatives des divers éléments radioactifs, la teneur en eau, la position géographique ainsi que l'altitude des sites étudiés. Les résultats permettent d'uniformiser nos résultats entre les divers laboratoires.

3.8. La mesure de la luminescence

Au laboratoire de luminescence LUX, la bande spectrale qui est préférentiellement mesurée est de 400 nm (violet), correspondant à la longueur d'ondes caractéristique des minéraux de feldspaths potassiques (Lamothe, 1996). Les mesures OSL ont été faites sur un lecteur automatique Risø TD-DA-15 (Figure 3.24), couplé à un tube

photomultiplicateur EMI 9235QA. Les minéraux de feldspaths ont été artificiellement excités grâce à un ensemble de diodes infrarouges (14 eV, 880 nm). Une combinaison de filtres Corning 7-59 et Schott BG39 ont permis de filtrer la luminescence émise sur un spectre d'émission de 3.1 eV (400 nm). Le signal émis a été filtré par l'intermédiaire d'un filtre de détection U340. Le lecteur automatique Risø utilisé pour nos mesures est équipé d'une source radioactive ^{90}Sr scintillant à 0,1198 Gy/s (en date du 21 novembre 2015).

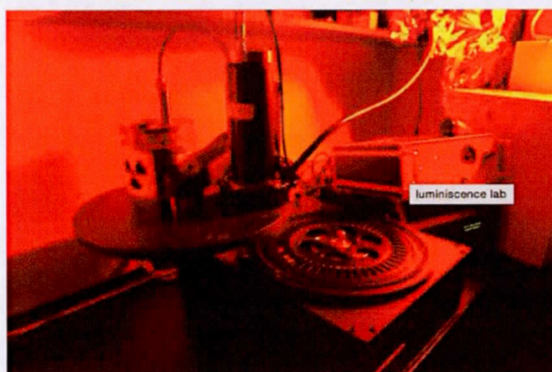


Figure 3. 24 Lecteur automatique TL/OSL de type Risø TD-DA-15 utilisé dans le cadre des travaux de datation par luminescence optique (OSL) et infrarouge (IRSL)

3.8.1. Détermination de la Dose équivalente (De)

La dose équivalente est une estimation de la dose totale radioactive accumulée par le cristal au sein des pièges cristallins (i.e. maille) depuis la dernière remise à zéro. Les divers niveaux de stabilité associés aux « pièges » cristallins nécessitent une préchauffe des échantillons avant toute mesure OSL. Cette étape de préchauffe à 250 °C (Lamothe, 2004) permettra ainsi de vider les pièges les plus superficiels (Duller, 2008) et de concentrer les mesures sur le paléosignal. La dose équivalente des échantillons a été déterminée grâce à un protocole SAR-IRSL modifié d' Huot et Lamothe (2003) sur des petits aliquotes (5 grains par aliquote). Ce protocole (Tableau 3.4) s'appuie sur un lessivage thermique (thermal wash) après chaque mesure. Les courbes de croissances

obtenues ont été corrélées dans la majorité de nos mesures à une fonction exponentielle de saturation. Un traitement statistique « Central Age Model » (Galbraith et al. 1999) a permis de déterminer la dose équivalente appropriée en fonction de la distribution et de l'incertitude de nos résultats. La figure 3.25 illustre le signal de luminescence naturelle (L_n/T_n) mesuré sur des petits aliquotes (5 grains).

Traitement
1. Dose (1)
2. Préchauffe 250 °C, 60s.
3. IRSL 50 °C, 100s. LX
4. IRSL 225 °C, 100s. (2)
5. IRSL 290 °C, 100s. (2)
6. Dose test (3)
7. Préchauffe 250 °C, 60s.
8. IRSL 50 °C, 100s. TX
9. IRSL 225 °C, 100s. (2)
10. IRSL 290 °C, 100s. (2)
11. Retour a l'étape 1.

Tableau 3. 4 Protocole SAR-IRSL (modifié de Lamothe, 2014) ayant été appliqué pour cette campagne de datation

- (1) Les doses données prescrites sont de 0 s pour la lecture du signal naturel, 75 s pour L1, 150 s pour L2, 225 s pour L3, 0 s pour L5 (récupération) et 225 s pour L6 (recyclage).
- (2) Les deux lectures suivant la Lx font office de lessivage thermique.
- (3) La dose test est de 150 s (soit ± 18 Gy)

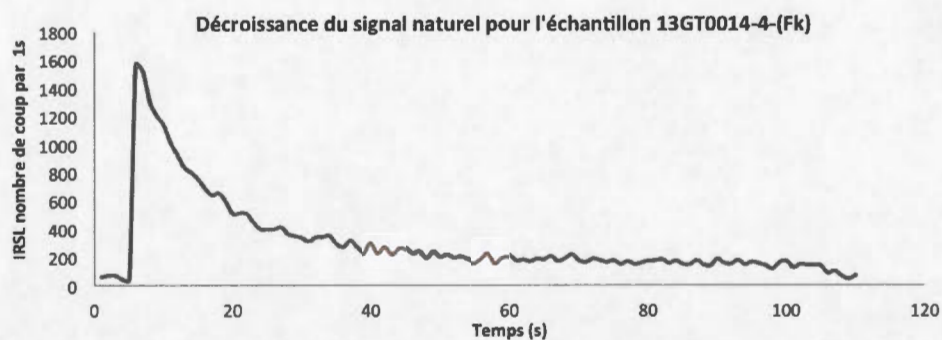


Figure 3. 25 Luminescence stimulée par infrarouge mesurée sur un aliquot naturel de feldspath (échantillon 13GT0014-4 (FK))

3.8.2. Détermination de la valeur g

Le calcul du taux de fading (valeur g) s'est effectué sur le lecteur automatique RisØ en utilisant les mêmes paramètres utilisés pour les mesures de la dose équivalente, selon le protocole d'Auclair et al. (2003). Des cycles de mesures (L_x/T_x) ont été répétés en variant le temps entre la dose et la lecture IRSL (de quelques minutes à plus de 30 jours). La préchauffe a été faite avant le temps d'attente (Auclair et al. 2003). La décroissance du signal s'illustre par la décroissance des rapports L_x/T_x en fonction du temps. Le taux de décroissance du signal luminescent des feldspaths (valeur g) a pu être calculé en fonction de l'inclinaison de la pente, sur une échelle de temps logarithmique (Auclair et al. 2003). La figure 3.26 illustre la décroissance anormale du signal pour le disque n°1 de l'échantillon 13GT0014-4.

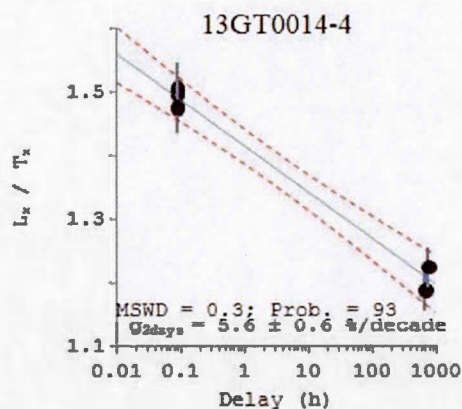


Figure 3. 26 Évolution de la décroissance anormale du signal pour l'échantillon 13GT0014-4 par décade de temps

3.9.Résultats

3.10.1 Le cas des minéraux de quartz :

Au travers de cette étude, deux familles de minéraux ont été mesurées, soit les quartz ainsi que les feldspaths potassiques. Les minéraux de quartz affichent cependant une faible sensibilité aux doses reçues (naturelles ou artificielles), ce qui est un phénomène commun (Huot, 2003) (Voir figure 3.27). Cette faible sensibilité des minéraux de quartz sur le territoire s'explique en partie par le faible nombre de cycles sédimentaires, qui est responsables apparemment de la sensibilité de luminescence des minéraux de Quartzs. En conséquence, les grains de quartz peuvent être considérés comme des minéraux ayant été faiblement sensibilisés, entraînant un déficit dans l'enregistrement du signal radioactif ambiant. Ces propriétés ont fait en sorte qu'il n'a pas été possible d'évaluer la dose équivalente à partir des minéraux de quartz. En revanche les feldspaths potassiques possèdent une plus grande sensibilité à la radioactivité. De plus leur grande densité de défauts cristallins leur permet d'atteindre un degré de saturation plus élevé et ainsi enregistrer une dose sur une plus longue période de temps (Huntley et Lamothe, 2001).

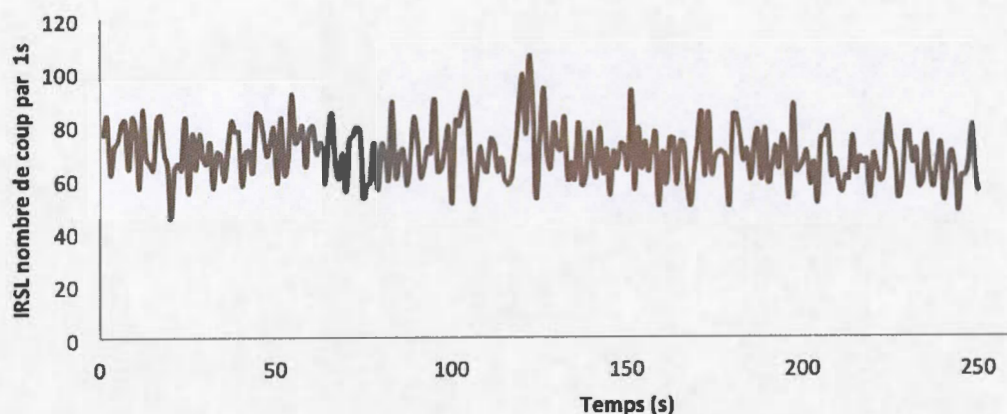


Figure 3. 27 Évolution du signal luminescent naturel (Ln/Tn) sur l'échantillon 13GT0014 (Qtz)

3.10.2 Dose annuelle

Les résultats fournis par le compteur gamma indiquent que les abondances en uranium (^{238}U) oscillent entre 0,61 - 1,08 ppm, tandis que les concentrations en thorium (^{232}Th) oscillent entre 2,01 - 3,26 ppm. Le pourcentage de potassium (^{40}K) quant à lui varie entre 1,75 - 1,28 %. Ces valeurs ont permis le calcul des doses annuelles par l'intermédiaire du calculateur DRAC (Durcan et al. 2015). Ces dernières ont montré que l'abondance radiative annuellement délivrée aux divers échantillons oscille entre 2,50 et 3,09 (Gy/ka). Le tableau 3.5 résume l'ensemble des doses annuelles qui ont été calculées au sein des échantillons.

Echantillons	Profondeur (m)	U (ppm)	±	Th (ppm)	±	K (%)	±	Dose Alpha (Gy / ka)	±	Beta - externe (Gy / ka)	±	Dose Gamma (Gy / ka)	±	Dose cosmique (Gy / ka)	±	Dose annuelle (Gy/ka)
13GT0014(4)	2,0	0,610	0,070	2,210	0,140	1,280	0,050	0,026	0,004	1,001	0,044	0,463	0,043	0,219	0,045	2,50
13GT0014(3)	4,0	1,080	0,070	3,220	0,180	1,520	0,040	0,041	0,006	1,225	0,045	0,606	0,045	0,219	0,045	2,89
13GT0014(2)	6,0	0,940	0,130	2,950	0,150	1,480	0,050	0,037	0,006	1,174	0,048	0,569	0,053	0,219	0,045	2,79
13GT0014(1)	9,0	0,570	0,020	2,010	0,090	1,470	0,020	0,023	0,004	1,089	0,025	0,479	0,019	0,219	0,045	2,60
13GT0013(3)	4,0	0,920	0,070	3,110	0,780	1,370	0,050	0,038	0,006	1,124	0,053	0,560	0,095	0,220	0,045	2,73
13GT0008(3)	4,0	0,780	0,050	2,570	0,580	1,350	0,040	0,031	0,005	1,040	0,041	0,497	0,069	0,219	0,045	2,58
13GT0007(3)	3,0	1,000	0,020	3,260	0,060	1,750	0,020	0,040	0,006	1,383	0,030	0,657	0,018	0,219	0,045	3,09

Tableau 3. 5 Données dosimétriques des échantillons analysés

L'abondance relative des radiations bêta dans la portion interne des sédiments a été quantifiée à $0,794 \pm 0,037$ Gy/ka pour l'ensemble des échantillons. La teneur en eau effective a été estimée à 12 % (à partir de mesures en laboratoire) pour l'ensemble des échantillons. La position géographique moyenne des divers échantillons a été estimée à lat : 46,34 ; long : -71,32. Les données acquises par spectrométrie gamma ont ultimement été intégrées au calculateur DRAC (Durcan et al., 2015).

L'abondance relative des radiations bêta dans la portion interne des sédiments a été quantifiée à $0,794 \pm 0,037$ Gy/ka pour l'ensemble des échantillons. La teneur en eau effective a été estimée à 12 % (à partir de mesures en laboratoire) pour l'ensemble des échantillons. La position géographique moyenne des divers échantillons a été estimée à lat : 46,34 ; long:- 71,32. Les données acquises par spectrométrie gamma ont ultimement été intégrées au calculateur DRAC (Durcan et al., 2015).

3.10.3 Dose équivalente

Grâce à l'application du protocole de lecture SAR-IRSL modifié (Lamothe en préparation) il nous a été possible de quantifier les doses équivalentes propres à chaque échantillon. Les données acquises pour les divers échantillons ont été initialement évaluées à partir de 12 aliquotes et 5 grains par disques. Néanmoins la mesure de l'ensemble de ces aliquotes n'a pu être efficace, faisant en sorte que certaines aliquotes ont dû être exclues pour l'analyse finale. Les valeurs ainsi sélectionnées ont été traitées par l'intermédiaire d'un modèle statistique « Central Age Model » décrit dans la publication de Galbraith et al. (1999). Ce traitement statistique nous a alors permis de déterminer la dose équivalente appropriée en fonction de la distribution et de l'incertitude de nos résultats. Les informations acquises ont démontré une variation de la dose équivalente non corrigée de nos échantillons comprise entre 119,61 et 153,46 Gy.

3.10.4 Valeur g

La quantification du taux de décroissance anormal des échantillons a été évaluée selon un protocole de lectures, comprenant l'administration de 3 doses promptes. De nouvelles doses ont été données après 2 semaines, ainsi qu'à plus ou moins 3 mois. Ces mesures ont permis de démontrer que les minéraux de feldspath étaient caractérisés par un taux de décroissance anormal de signal compris entre 2 et 10 %, conforme aux valeurs rapportées dans la littérature (Huntley et Lamothe, 2001). La quantification de la décroissance du signal n'a en revanche pu être évaluée sur l'ensemble des aliquotes

mesurées en raison de problèmes de lecture (i.e. délais longs). Un traitement statistique « Central Age Model » (Galbraith et al., 1999), a permis de comparer les valeurs individuelles de fading propre à chaque échantillon (excepté 13GT0014-3 et 13GT0014-2). Les résultats ont démontré une homogénéité relative entre les valeurs obtenues individuellement sur chaque aliquote et les valeurs obtenues grâce au traitement statistique. À partir de ce modèle statistique, un taux moyen de décroissance anormale du signal de $5,02 \pm 0,37$ % par décade a été estimé pour quantifier ce phénomène sur les échantillons 13GT0014-3 et 13GT0014-2. Pour les autres échantillons, le taux de décroissance anormale oscille entre $4,04 \pm 0,56\%$ et $6,19 \pm 0,76\%$ par décade. La faible variation des valeurs obtenue conforte un peu plus la reproductibilité, ainsi que la fiabilité de notre protocole de lecture.

3.10.5 Recovery test

La *recovery test* du signal sur divers grains a été testé afin de valider le protocole de mesure SAR-IRSL modifié. Suite à un lessivage du signal naturel à l'aide d'une lampe solaire (durée de 100 minutes), une dose étalon de 200 s a été administrée sur 6 disques. La dose retrouvée après lecture du même aliquote est de ± 210 s selon le traitement statistique « Central age model ». Les résultats ont démontré une différence inférieure à 5 % (95,12 %) entre la dose administrée et la dose reçue. Par ailleurs, le taux de recyclage $((L_7/T_7)/(L_2/T_2))$ du signal sur nos échantillons a été évalué à $1,010 \pm 0,004$. Ce taux se situe dans un intervalle d'acceptabilité compris entre 0,9 et 1,1 ; qui permet de valider notre protocole de lecture (SAR-IRSL modifié) (Duller, 2008 ; Lamothe, 2015).

3.10.6 Âges corrigés et discussion

Le tableau 3.6 présente les résultats du programme de datation (diagramme radial présent en appendice D). Suite à la quantification du taux de décroissance anormale du signal propre à chaque échantillon, il nous a été possible de corriger les âges selon la correction établie par Huntley et Lamothe (2001). Ces données corrigées ont permis de démontrer que les âges fournis par la datation optique oscillent entre $7,5 \pm 0,80$ Cal ka et $10,3 \pm 1$ Cal Ka, assignant ainsi les sables éoliens au début de la période Holocène (SIM1). L'évolution chronologique des âges obtenus sur le profil complet 13GT0014 nous permet de valider une nouvelle fois nos mesures.

Échantillons	Profondeur (m)	Élévation (m) (asl)	Alliquotes (n)	Dose annuelle (Gy/Ka)	De (non corrigée) (sec)	De (non corrigée) (CAM)	±	De (non corrigée) (Gy)	Taux de décroissance (% / décade)	±	Âges corrigés (Ka)	±
13GT0014-4	2	139	12	2,36	120,12	9,65	±	14,27	3,43	±	8,1	0,60
13GT0014-3	4	136,5	8	2,72	153,46	23,14	±	18,23	5,66	±	9,3	1,20
13GT0014-2	6	134	10	2,60	139,15	16,11	±	16,53	4,56	±	9,6	1,50
13GT0014-1	9	131,5	9	2,41	115,64	9,47	±	13,74	3,32	±	10,3	0,90
13GT0013-3	4	154,5	11	2,54	136,15	11,25	±	16,17	3,92	±	8,7	0,70
13GT0008-3	4	126	9	2,45	141,83	19,10	±	16,85	4,96	±	10,3	1,50
13GT0007-3	3	134,5	10	2,91	119,61	11,38	±	14,21	3,62	±	7,5	0,80

Tableau 3. 6 Récapitulatif des âges qui ont été fournis par la luminescence optique sur les systèmes éolien et fluvialite échantillonnés lors cette campagne de datation IRSL.

Les âges acquis sur ce profil sont chronologiquement répartis en fonction de la période d'enfouissement. Il a été possible de déterminer la chronoséquence de mise en accumulation des systèmes éoliens dans la région. L'épisode de déflation aurait perduré pendant 2200 ans à partir de $10,3 \pm 0,9$ Cal ka. Ces données sont en désaccord avec l'hypothèse émise par Fillion (1987) suggérant un régime éolien de 2500 ans BP (^{14}C) à partir de 10 Ka ^{14}C BP soit (11,27-11,69 Cal Ka). En effet en prenant en considération la correction des âges radiocarbone, la déflation aurait perduré sur une période de 3900 ans (Cal). Or les résultats acquis par luminescente optique démontrent une chronoséquence composite correspondante à 2200 ans (Cal). Les âges acquis sur le troisième échantillon de chaque unité ont démontré une relative cohérence avec les résultats obtenues sur le profil 13GT0014, car ceux-ci sont compris dans le même intervalle de déposition. Les résultats acquis sur le profil 13GT008-3 et de 13GT007- 3 de $10,3 \pm 1$ Cal ka et $7,50 \pm 0,90$ Cal ka sont cohérents avec les reconstructions paléogéographiques. Ces dépôts se seraient mis en accumulation sous un régime climatique sec à aride sous l'influence du front glaciaire, et les vents catabatiques y étant associés (orientés NE – SW). Ces dépôts sont donc chronologiquement situés quelque peu avant l'épisode hypsithermal ayant affecté les Basses Terres du Saint-Laurent à partir de 7,5 ^{14}C ka BP soit (8,21-8,39 Cal Ka) (Fillion, 1987). Les résultats fournis par l'échantillon 13GT000-8 de $10,3 \pm 1,50$ Cal ka dans la portion sommitale du profil supporte cette hypothèse, et pourrait ainsi dater la fin de l'éolianisation du territoire. Les résultats acquis sur les profils 13GT0014-1 et 13GT0008-3 précisent un peu plus le cadre de l'exondation de la Mer de Champlain. En effet la reconnaissance de ce type de lithologie (Ed) datée à $10,3 \pm 0,85$ Cal ka sur le territoire à l'étude suppose un retrait total ou partiel de ce plan d'eau à partir de $10,3 \pm 0,85$ Cal ka. Parallèlement les résultats associés au profil 13GT0013-3 de $8,70 \pm 0,70$ Cal ka, n'ont pu être considérés comme appartenant au phénomène éolien régional. L'abondance de stratifications subhorizontales composées de sables fins très bien triés avec des alternances de minéraux ferromagnésiens observés sur ce profil suggère que l'environnement de déposition de ce dernier serait d'origine alluviale et donc

possiblement associé une reprise du drainage régional (écoulement de surface). Cette information pourrait supporter la date basale radiocarbone obtenue sur des systèmes de tourbes à 7730 ± 130 ans BP (soit 8,32-8,96 Cal ka) (Filion, 1987). Ces dates indiquent une réactivation du drainage régional ayant conduit à l'édification de système de tourbe sur l'ensemble du territoire (21L05/12). Les âges obtenus sur la formation alluviale 13GT0013-3 laissent donc à penser que la reprise du drainage libre et efficace sur le comté de Lotbinière s'est possiblement mise en place prématurément à partir de $8,70 \pm 0,70$ Cal ka soit avant l'évènement hypsithermal qui est daté à 7,50 ^{14}C ka BP soit (8,38-8,68 Cal Ka) (Filion, 1987).

3.10. Conclusion

Les divers résultats acquis au travers de l'analyse granulométrique nous ont permis de confirmer l'origine éolienne des divers complexes échantillonnés lors de cette campagne, excepté pour l'échantillon 13GT0013. La majorité des profils analysés (73 %) sont caractérisés par des courbes de fréquences de types mésokurtiques, indiquant que les modes sont concentrés dans des classes granulométriques restreintes à proximité de la médiane, ce qui est caractéristique d'un mode de transport éolien (tri efficace). Les valeurs issues de la déviation standard arithmétique (Gradistat 2015) ont également démontré que dans la majorité des cas (73 %) les échantillons ont subi un tri modéré.

La répartition des classes granulométriques le long des divers profils a également permis de démontrer une relative homogénéité des classes granulométriques composant ces corps sableux à $\sim 160 \mu\text{m}$, excepté pour le complexe 13GT0013 situé en moyenne à $\sim 255 \mu\text{m}$ (Figure 3.4). Ces observations permettent d'émettre l'hypothèse que ces accumulations se sont mis en place sous des conditions de transports (vent) stables dans le temps, charriant ainsi une classe granulométrique caractéristique sur

notre territoire comprise entre $\sim 150 \mu\text{m}$ et $\sim 170 \mu\text{m}$. L'abondance de stratifications subhorizontales observée sur le profil 13GT0013 laisse à penser qu'il s'agit de dépôt d'origine alluviale. Cette hypothèse est fortement validée par l'observation de classes granulométrique comprise en $\sim 230 \mu\text{m}$ et $\sim 250 \mu\text{m}$, ce qui contraste avec les valeurs obtenues sur les profils éoliens dépourvus de stratification.

Parallèlement l'analyse du profil de l'évolution du degré de dissymétrie en fonction du coefficient d'aplatissement (Figure 3.5) nous a permis d'émettre l'hypothèse que ces formations dunaires sont associées au remaniement *in situ* des sables littoraux et deltaïque de la Mer de Champlain. La répartition des valeurs démontre une tendance en direction du domaine de sédimentation éolien, ce qui confirme nos observations de terrain. Conjointement le fort regroupement des valeurs à proximité du domaine de sédimentation littorale, confirme la filiation des complexes éoliens échantillonnés avec les dépôts inhérents à la Mer de Champlain. Les observations de terrains ont démontré que la portion basale de certains complexes échantillonnés 13GT0007 était dominée par des alternances de stratifications fines. Ce type d'accumulation n'étant possible que sous l'effet d'un agent de tri et de transport hydraulique peut s'expliquer par la possible présence d'une fine tranche d'eau résiduelle, suite à l'exondation de la Mer de Champlain. La reconnaissance de stratification subhorizontale composée de minéraux ferromagnésiens sur le profil 13GT0013, illustrerait possiblement la reprise efficace du drainage superficiel. Ces accumulations sableuses se seraient donc directement mises en place sur le territoire suite à la remobilisation des dépôts post-mer de Champlain sous un régime de déflation stable dans le temps, au cours de la dernière déglaciation.

Grâce aux investigations géoradar, il nous a été possible de définir avec plus de précision l'architecture interne de la dune parabolique 13GT0014 et confirmer l'origine éolienne de ces corps sableux (Gadd, 1955 ; Fillion, 1987). En effet les résultats ont montré que les sédiments littoraux de la Mer de Champlain (MGB) reposent en discordance sur le till de surface régional (Till de Gentilly). La forte

filiation entre les systèmes de dunes paraboliques et les sédiments littoraux sous-jacents laisse à penser que les flèches littorales de la Mer de Champlain ont joué un rôle signification dans l'édification des systèmes dunaires régionaux. En effet les flèches littorales auraient, en créant un obstacle naturel crée des points d'ancrage ayant favorisant la mise en place de dunes dans le secteur. D'autres par les analyses GPR ont permis de démontrer la présence d'un réflecteur de forte intensité dans la partie centrale du profil. Le système 13GT0014 est probablement associé à plusieurs phases de déflation ou de remobilisation.

Les informations qui ont été acquises dans ce programme de datation IRSL des sédiments éoliens affleurant dans les Basses-Terres du Saint-Laurent ont permis de renforcer le cadre paléogéographique régional. Les travaux ont ainsi permis de confirmer les reconstructions paléogéographiques antérieures (David, 1981 ; Filion, 1987), mentionnant que ces dépôts se seraient mis en accumulation sous un régime climatique, sec à aride à proximité du front glaciaire, sous le couvert de vent catabatique orienté NE-SW. Le rebond glacioisostasique (10cm/ans) associé au recul de la calotte Laurentienne permettra la mise à disposition d'une forte abondance de sables d'origine littorale. Cette phase de régression décrite comme la phase III de la Mer de Champlain est caractérisée par un recul de la calotte Laurentienne jusqu'au bassin maritime (Hillaire-Marcel, 1979 et Ochietti et al. 2001). Les âges acquis lors de cette étude ont permis de positionner l'initiation de l'éolianisation du territoire à partir de $10,3 \pm 0,85$ Cal ka, soit au tout début de l'Holocène. L'accumulation des dépôts éoliens sous forme de dune parabolique aurait perduré pendant 2200 ans, soit jusqu'à $8,1 \pm 0,60$ Cal ka. Ces données positionnent donc les systèmes éoliens avant l'épisode hypsithermal ayant affecté la région à partir de $7,5^{14}\text{C}$ ka BP soit (8,21-8,39 Cal Ka) ce qui est en accord avec la littérature (Filion, 1987). La datation de possible sédiment d'origine alluviale à $8,7 \pm 0,70$ Cal ka laisse à penser que la reprise du drainage à une élévation de ± 150 m (asl) s'est initié quelque peu AVANT l'évènement hypsithermal décrit par Filion (1987). Ce même évènement ayant conduit à la stabilisation des dunes

notamment due à la reprise du couvert végétal sous un régime climatique plus chaud et humide.

Ces nouvelles données permettent d'une part de renforcer et valider le cadre paléogéographique régional, plus spécifiquement sur le phénomène de déflation ayant affecté la partie centrale de Basses-Terres du Saint-Laurent au début de la période holocène. Cette nouvelle chronoséquence composite rediscute pour la première fois le cadre paléogéographique précédant émis par David (1981) et Fillion (1987) à partir de date radiocarbone. Ces nouvelles données démontrent l'utilité de la méthode de datation IRSI pour contraindre la chronologie des dépôts quaternaires, en particulier ceux d'origine éolienne. Ultimement il serait intéressant de comparer les âges obtenus dans la présente étude avec les âges non publiés à ce jour (Pilote, 2015) de systèmes éoliens localisés à proximité de la moraine de Saint-Narcisse, situé sur la rive nord. La figure 3.28 reporte la position stratigraphique de l'ensemble des âges qui ont été calculés sur le profil 13GT0014.

CHAPITRE II

SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Cette section vise à résumer l'ensemble des événements quaternaires ayant affecté la région à l'étude à partir de la période Wisconsinienne, en plus d'alimenter le cadre paléogéographique de la région au début de la période Holocène, notamment grâce aux résultats acquis lors de cette recherche. Plusieurs auteurs (Logan, 1863 ; Dawson, 1893 ; Karrow, 1957 ; Gadd, 1971 ; McDonald et Shilts , 1971; LaSalle, 1984 ; Parent, 1987; Lamothe, 1985, 1989 ; Occhietti, 1990 ; Caron, 2013) ont œuvré au cours des dernières décennies à établir les connaissances actuelles sur les événements glaciaires et non glaciaires dans la région des Basses-Terres du Saint-Laurent et celle de la Chaudière Appalaches. La synthèse chronostratigraphique établie par Lamothe et al. (1991) (figure 1.6) prévaut encore actuellement.

Cette synthèse paléogéographique portera sur les phénomènes associés aux dépôts recensés au cours des travaux de cartographie et de datation, soit les Stades Isotopiques Marins 2 et 1 (SIM 2 et 1). Les événements antérieurs seront résumés à la section qui suit.

4.1 Événements pré-Wisconsinien inférieur

Globalement ces études démontrent l'existence de trois épisodes glaciaires dans la région s'étalant du stade isotopique 6 au stade 2. La plus ancienne unité d'origine glaciaire recensée sur le territoire à l'étude est le Till de Bécancour. Ce diamicton

présupposé d'âge Illinoien (Lamothe, 1989) est corrélé au stade isotopique marin 6 (Lisiecki et Raymo, 2005) et serait associé à un centre de nucléation continental Laurentien. Le retour à des conditions de drainage normal au cours de l'interstade de Grondines (Lamothe, 1985) permettra la déposition de nombreux corps sableux, tel que les Sables de Lotbinière. Ces sédiments présumés d'âge Sangamonien sont corrélés au SIM 5a. La période du Wisconsinien inférieur associée au SIM 4 se caractérise par la mise en place d'un complexe diamictique dans les Basses-Terres du Saint-Laurent, le Till de Lévrard. Les événements interstadias au Wisconsinien moyen, demeurent à l'heure actuelle toujours incertains et discutés. Plusieurs évidences ont été observées dans les Basses-Terres du Saint-Laurent et sont datées au SIM 3. La reconnaissance d'une telle succession d'unité témoigne d'une fluctuation des volumes de glace qui aurait conduit à une englaciation partielle et ponctuelle de la vallée du Saint-Laurent (Lamothe, 1989).

4.2 Le Wisconsinien supérieur

Le stade isotopique 2 est marqué par le dernier épisode glaciaire régional. Cet épisode glaciaire est à l'origine du Till de Gentilly. Cette unité diamictique a été largement cartographiée et recouvre 20% de la superficie du territoire. Le Till de Gentilly représente la principale unité glaciaire de surface cartographiée dans la région. Cette avancée est associée au dernier maximum glaciaire.

4.3 Le Tardiglaciaire et l'Holocène

Suite à ces derniers événements glaciaires, l'enfoncement glacio-isostasique a permis l'enneigement du territoire, par la transgression de la Mer de Champlain et la phase du lac à Lampsilis. Cette incursion marine est datée à $11,1 \pm 0,1$ ^{14}C Ka BP (13 Cal Ka) (Richard et Occhietti, 2003 ; 2005) culmine jusqu'à une élévation de ± 185 m (asl) sur le territoire d'étude et est à l'origine des nombreux sable littoraux qui ont été cartographiés dans la région (50,17% de la superficie).

Suite au rebond glacio-isostasique progressif, les sables régressifs de la Mer de Champlain seront remobilisés par des systèmes éoliens. Ces conditions de transport initieront le développement de champs de dunes de tailles kilométriques le long d'axes orientés NE-SW. Les données acquises au cours de cette étude ont permis de positionner avec plus de précision, l'âge minimal de l'exondation de la Mer de Champlain, ainsi que l'éolianisation du territoire. Cet épisode avait préalablement été déterminé grâce à des dates basales radiocarbone sur des systèmes de tourbes (sphaignes) à $10,140 \pm 150$ ans ^{14}C BP (soit 11,40-11,56 Cal ka) à une élévation de 130 m (*asl*) et 9500 ± 300 ans BP (soit 10,40-11,20 Cal ka) à une élévation de 90 m (*asl*) (Filion, 1987). Les résultats obtenus grâce à l'analyse par luminescence optique sur quatre champs de dunes ont démontré des âges situant l'accumulation éolienne entre $10,3 \pm 0,9$ Cal ka et $8,1 \pm 0,60$ Cal ka. Ces nouvelles données permettent de confirmer et préciser les conclusions antérieures (David, 1981 ; Filion, 1987) mentionnant l'existence d'un régime de déflation dans les Basses-Terres du Saint-Laurent lequel aurait été actif sur une période de ± 2200 ans. Le contexte sédimentaire des systèmes dunaires dans les Basses-Terres du Saint-Laurent est quelque peu différent des champs de dunes observés dans les territoires subarctiques Québécois. Ces derniers sont essentiellement reliés à la destruction du couvert végétal sous l'influence de feux de forêt permettant alors la remobilisation des dépôts préexistants. La remobilisation des dépôts post-Mer de Champlain sont quand à eux associés à des variations des conditions climatiques.

Le régime de déflation de la vallée centrale du Saint-Laurent serait associé à des vents d'origines catabatiques localisés en périphérie du front glaciaire (Filion, 1987). Les systèmes anticycloniques ont alors initié un régime sec sous le couvert de vent adiabatique en périphérie du front glaciaire (section suivante Figure 5.1). Ce contexte aurait engendré l'instauration de conditions semi-arides qui sera à l'origine de la remobilisation des dépôts préexistants de la Mer de Champlain et des dépôts deltaïques associés. Ces conditions climatiques particulières seraient à l'origine de la

sédimentation de nombreux champs de dunes paraboliques de taille décamétrique à kilométriques orientées sub-parallèlement par rapport au front glaciaire. Les épisodes éoliens au début de la période Holocène sont donc largement contrôlés par le contexte climatique associé au retrait glaciaire. La combinaison des différents facteurs environnementaux aurait ainsi influencé le développement et la stabilisation des systèmes dunaires jusqu'à l'Holocène moyen. L'étude de la répartition des modes granulométrique sur les divers profils échantillonnés a été estimée entre 150-170 μm sur notre territoire. Ce déficit dans la variation des classes granulométriques suggère un régime de déflation stable entre le début et la moitié de la période Holocène. À partir de ± 7500 ans BP (8,21-8,39 Cal Ka) l'activité éolienne sera ralentie, voir interrompue, en relation avec la progression du retrait glaciaire et les variations de régime climatique qui lui sont associés. La fin des conditions éoliennes est plus ou moins concordante avec l'initiation d'un épisode climatique chaud et humide dit hypsithermal. Les résultats acquis dans la présente étude sur le système alluvial (13GT0013) ont permis de démontrer que la reprise du drainage efficace sur le territoire s'était initiée peu de temps avant l'épisode hypsithermal soit à partir de $8,7 \pm 0,70$ Cal ka. Ces nouvelles données valident ainsi les affirmations de Lavoie et al. (2012) qui indiquent que les conditions ombrotrophes se sont instaurées rapidement à partir de 8300 ans BP (9,13-9,48 Cal Ka). Ces conditions particulières permettront l'édification de systèmes de tourbes reposant sur les dépôts à faible porosité/perméabilité préexistante de la Mer de Champlain et les reliques de la Mer de Goldwaith (Dionne, 1977). La croissance et le développement de ces systèmes ombrotrophes (tourbes) qui représentent une lithologie largement cartographiée sur notre territoire (13,75%), s'appuiera sur les inégalités topographiques pour s'y développer. Les creux topographiques notamment associés aux espaces interdunaires seront recolonisés par l'intermédiaire de systèmes ombrophiles par phénomène de paludification (Filion, 1987 ; Lavoie et al. 2012). Ces affirmations ont été largement validées pendant cette campagne de cartographie, démontrant ainsi la forte filiation entre les systèmes organiques et les systèmes éoliens, notamment à proximité de Laurier-Station (21L12). La concentration de ces deux

unités culmine à une élévation de 135 m (asl). L'initiation du drainage moderne en rapport avec l'ajustement glacioisostasique de la croûte, constituera le dernier évènement géologique observé sur le territoire .

CHAPITRE V

CONCLUSION

Les diverses études menées dans le cadre de ce projet de maîtrise ont essentiellement visé à renforcer les connaissances préexistantes de la géologie Quaternaire de ce secteur des Basses-Terres du Saint-Laurent. La campagne de levées de terrain effectuée a ainsi permis de procéder à une nouvelle cartographie des dépôts quaternaires affleurant dans la région de Lotbinière et ses alentours (feuillet 21L05 et 21L12). Les nouvelles cartes produites ont ainsi démontré qu'une vaste majorité (50 %) de la surface du territoire à l'étude était recouverte par les sables littoraux et sublittoraux issus de la régression de la Mer de Champlain. Quelques ilots de till mince (Till de Gentilly) témoins de la dernière avancée glaciaire affleurent sporadiquement sur le territoire. Néanmoins le processus marqué de lessivages ayant affecté la région ont conduit à un remaniement significatif des diamictons, laissant de nombreux dépôts et formes de terrain (plages et chenaux).

Parallèlement, la reconnaissance de champs de dunes paraboliques de taille kilométrique à proximité de la localité de Villeroy a mené à une étude détaillée afin de caractériser cet épisode éolien. Les résultats ont permis d'une part de confirmer l'hypothèse émise par David (1981) et Fillion (1987) stipulant que l'édification des dunes paraboliques repose sur le remaniement *in situ* d'unités préexistantes, soit les dépôts littoraux et deltaïques de la Mer de Champlain. D'autre part la nouvelle chronoséquence composite acquise sur les systèmes dunaires régionaux a permis de préciser le phénomène de déflation ayant affecté les Basses-Terres du Saint-Laurent au

début de la période Holocène en plus de contraindre la chronologie de l'entourbement régional et donc l'événement hypsithermal décrit par Fillion (1987). Les analyses par géoradar ont de plus permis de caractériser l'architecture interne de ces accumulations sableuses. Cette méthode nous a également permis d'étudier la stratigraphie sous-jacente, en démontrant que la portion basale de ces complexes d'origines éoliens est dominée par des alternances de sables de nature littorale à sublittoral, elle même reposant en contact érosif sur le Till de Gentilly. Ces données GPR en plus de l'analyse des classes granulométriques ont permis de confirmer l'hypothèse initiale de David (1981) et Fillion (1987), en plus de démontrer la possible filiation entre les systèmes dunaires et les flèches littorales associées à la Mer de Champlain. En effet la forte abondance de dune parabolique observée dans la région peut être possiblement corrélée à la présence de grandes flèches littorales ayant favorisé le développement de celle-ci, en créant des points d'ancrage (obstacle naturel à la déflation). Les observations par microscopie par balayage optique ont démontré une forte altération superficielle des grains de sable formant ces accumulations. La faible variation des modes granulométriques observées dans les divers profils (en moyenne entre 150-170 μm), ainsi que les résultats acquis par GPR laissent à penser que l'eolianisation du territoire s'est faite sous un régime de vent catabatique constant à proximité du front glaciaire.

Ultimement les résultats acquis par la datation par luminescence optique nous ont permis de caractériser le phénomène de déflation dans le domaine des Basses Terres du Saint-Laurent sur une période de 2200 ans, soit entre $10,3 \pm 0,9$ Cal ka et $8,1 \pm 0,60$ Cal ka. Ces nouvelles données permettent de mettre en perspective les résultats obtenus par Fillion (1987). En effet, au travers de cette recherche nous avons pu comparer le cadre paléogéographique de la région émis à partir de dates radiocarbone avec la méthode par luminescence optique. Les corrections ont été appliquées à 1 sigma d'incertitude permettant de comparer les résultats avec le moins de biais. Ces dernières ont montré une très bonne corrélation avec les dates basales radiocarbone (Fillion, 1987) démontrant ainsi l'efficacité de la méthode par

luminescence optique pour la datation des dépôts quaternaires. Parallèlement, la reprise du drainage sur le territoire se serait initiée quelque peu avant l'épisode hypsithermal soit à partir de $8,7 \pm 0,70$ Cal ka. En somme, les résultats ont permis de renforcer les connaissances inhérentes à l'exondation de la Mer de Champlain, l'éolianisation du territoire, ainsi que la reprise du drainage ayant notamment conduit à l'entourbement régional. Ces nouvelles données viennent en support à la compréhension globale des événements quaternaires ayant affecté les Basses-Terres du Saint-Laurent au cours du tardif glaciaire et de la période Holocène (SIM1).

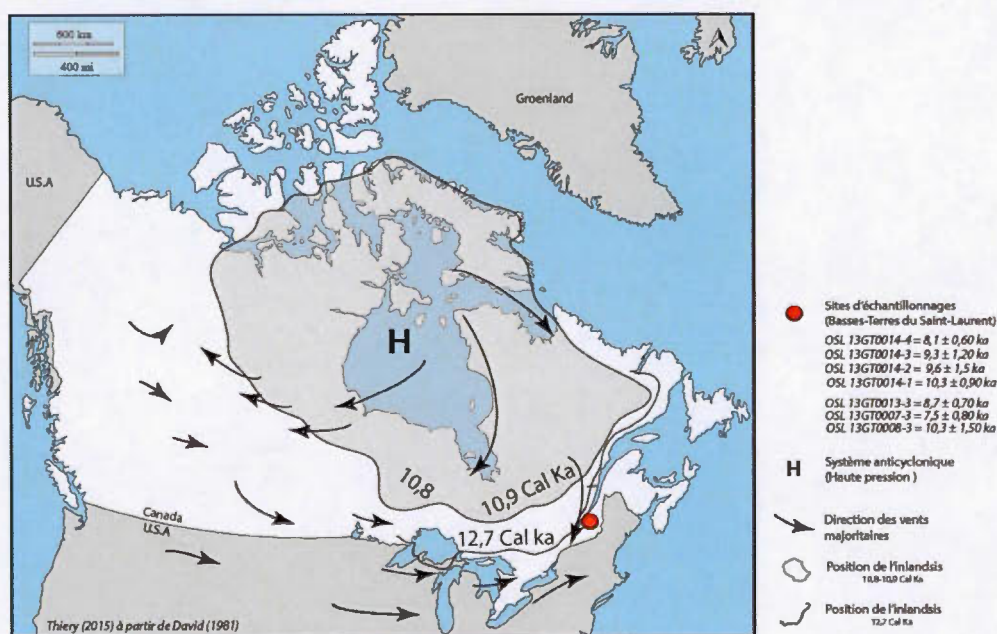


Figure 5. 1 Paléo-reconstitution de la position géographique des fronts glaciaires en Amérique du Nord selon David (1981). Les régimes de déflations majoritaires sur la marge glaciaire sont orientés dans le sens horaire et sont associés à la présence d'un système anticyclonique de haute pression. Le différentielle barométrique régnant à la périphérie du front conduira ainsi à la mise en place de vent catabatique adiabatique. Ce régime de déflation est à l'origine des nombreuses dunes paraboliques observées dans le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent.

5.1 Recommandation pour les travaux futurs

Dans le futur, des travaux visant l'élaboration d'un cadre chronostratigraphique détaillée des divers systèmes dunaires devrait être initiée. Les travaux présentés soulignent le potentiel d'une telle étude et une analyse complète par luminescence optique de l'ensemble des profils échantillonnés pourrait permettre de préciser le cadre d'exondation à un niveau local avec plus de certitudes. Il serait également intéressant de procéder à une nouvelle datation par radiocarbone des niveaux de tourbes localisés à proximité du complexe 13GT0014 notamment avec la méthode AMS (spectroscopie de masse par accélération) qui pourrait apporter plus de précision. Cette nouvelle campagne de datation permettrait de comparer nos résultats avec des dates radiocarbone étalonnées. Enfin, la reconnaissance de dépôts sableux agencés sous forme de dunes peut renseigner sur la position du front de glace à une période donnée. Les complexes dunaires se positionnent subparallèlement par rapport au front glaciaire. La reconnaissance, la cartographie, ainsi que la datation de ces dépôts à l'échelle régionale permettrait de préciser temporellement et spatialement le cadre de l'exondation de la Mer de Champlain dans le domaine des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ultimement, une comparaison avec des systèmes dunaires sur la rive nord du Saint-Laurent (Pilote, à venir) permettrait de préciser le cadre global de l'exondation, ainsi que l'éolianisation du territoire sur une plus vaste échelle.

ANNEXE A :

COUVERTURE FINALE CARTOGRAPHIQUE

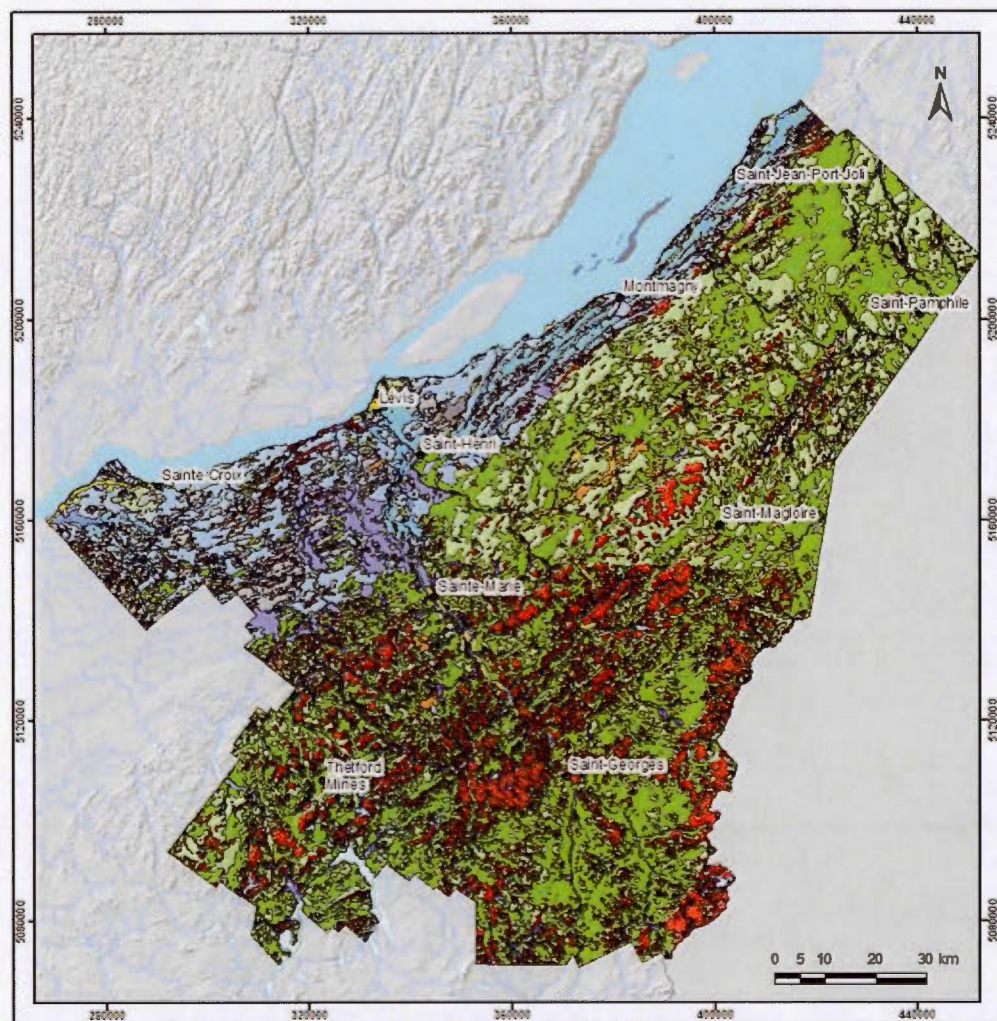


Figure A.1 Couverture finale cartographique des formations superficielles quaternaires affleurantes dans le domaine de la Chaudière–Appalaches. Carte composite élaborée à partir de plusieurs sources, dont Daigneault et al. 2014 et Parent et al. 2015

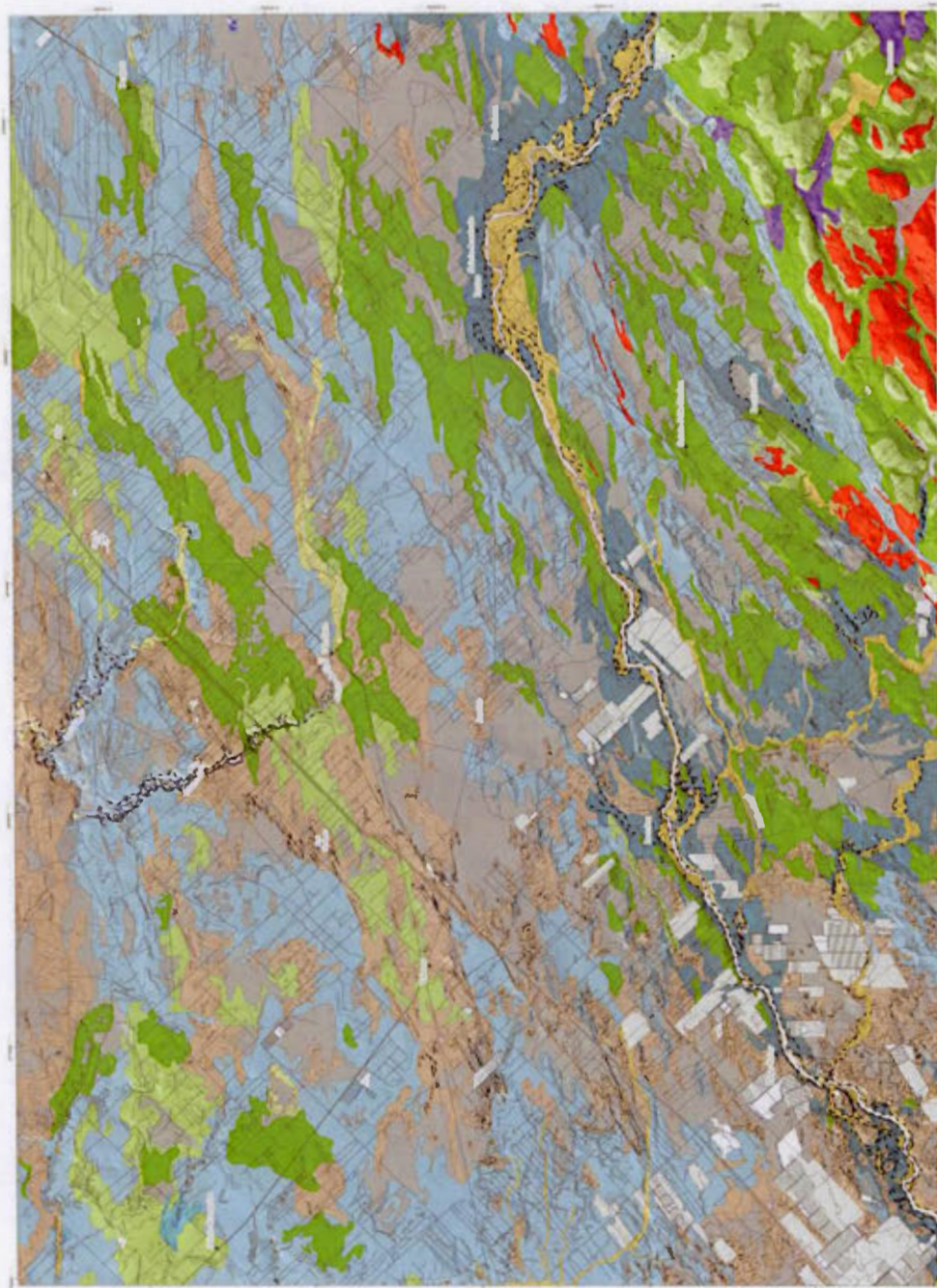


Figure A.2 Feuillet cartographique SNRC 21L05



Figure A.3 Feuillet cartographique SNRC 21L12

ANNEXE B :

DONNÉES POUR LA LUMINESCENCE

Échantillons	B (gr)	B+E (gr)	B+E(sec) (gr)	Poids (eau) (gr)	poids sed sec (gr)	Teneur H2O (%)
13GT0007(1)	118,3	174,3	171,5	2,8	53,2	5,26%
13GT0007(2)	79,8	132,8	130,4	2,4	50,6	4,74%
13GT0007(3)	77,3	152	148,4	3,6	71,1	5,06%
13GT0007(4)	74,8	140,1	135,4	4,7	60,6	7,76%
13GT0008(1)	213,5	267,2	265	2,2	51,5	4,27%
13GT0008(2)	103,2	149,8	147,1	2,7	43,9	6,15%
13GT0008(3)	64,1	115,1	111,6	3,5	47,5	7,37%
13GT0008(4)	68,3	143,1	139,8	3,3	71,5	4,62%
13GT0013(1)	104,7	156,4	148,1	8,3	43,4	19,12%
13GT0013(2)	117,9	159,1	156	3,1	38,1	8,14%
13GT0013(3)	114,5	157,3	155,6	1,7	41,1	4,14%
13GT0013(4)	104,4	154,9	152,9	2	48,5	4,12%
13GT0014(1)	72,4	143	138,3	4,7	65,9	7,13%
13GT0014(2)	113,3	179,8	176,3	3,5	63	5,56%
13GT0014(3)	110,9	172,1	169	3,1	58,1	5,34%
13GT0014(4)	109	157,8	155,8	2	46,8	4,27%
13GT0023(1)	116,2	200,1	197,7	2,4	81,5	2,94%
13GT0023(2)	102,3	150,5	149,1	1,4	46,8	2,99%

Tableau B. 1 Teneur en eau calculée en laboratoire sur les échantillons. La teneur en eau a été évaluée après une chauffe de 5 heures dans une étuve à 100 °C. Afin de tenir compte des variabilités possibles à l'échelle des temps géologiques, la teneur en eau appliquée pour le calcul des âges a été fixée à 12%.

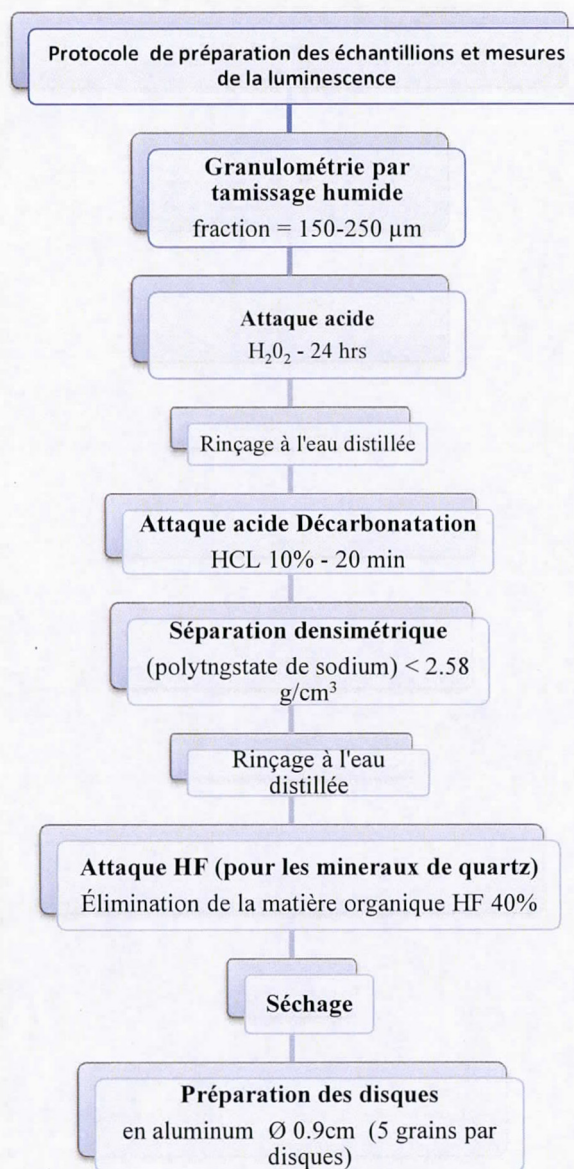


Figure B. 1 Organigramme du protocole de préparation des échantillons en vue d'une datation par luminescence optique (basé sur le protocole du laboratoire de luminescence Lux à l'Université du Québec à Montréal et élaboré à partir de Aitkens (1998)).

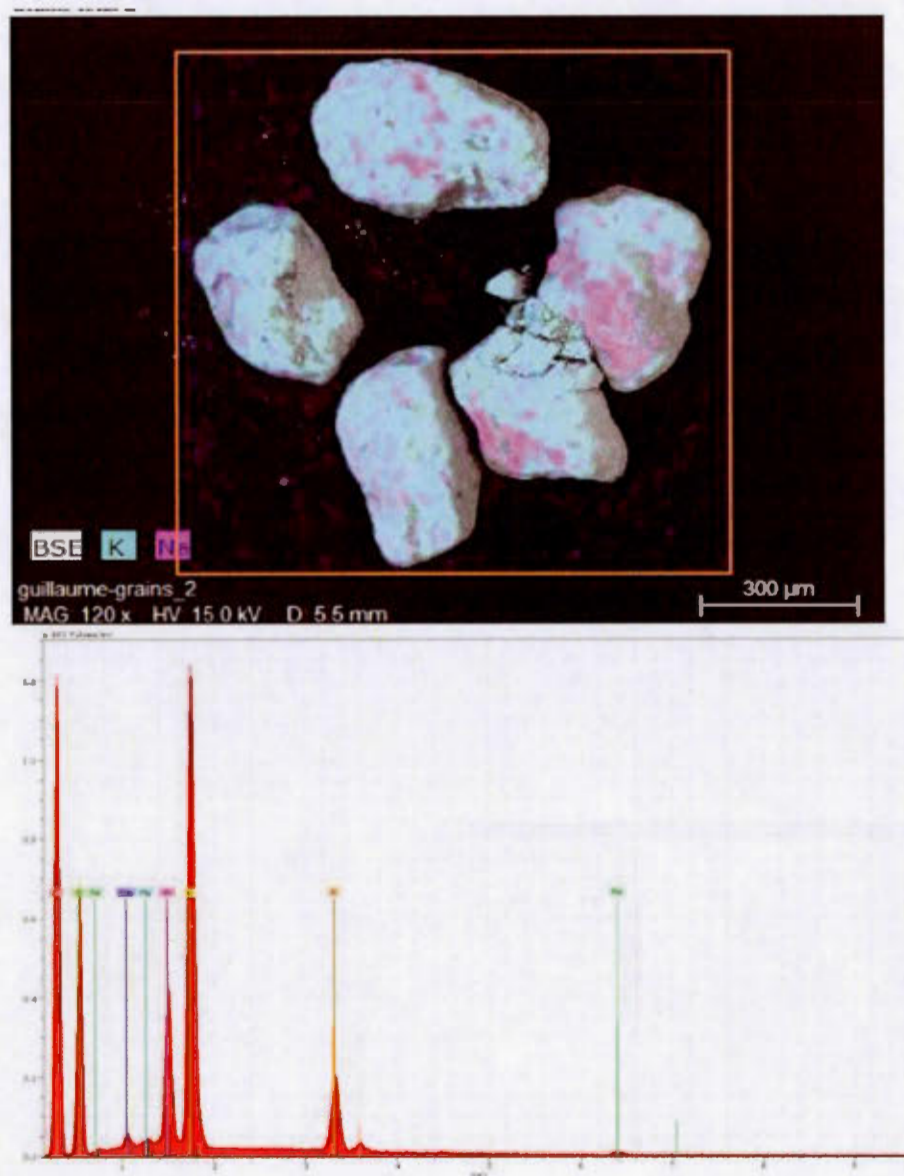


Figure B. 2 Résultat des analyses par dispersion énergétique (EDS) obtenues par l'intermédiaire d'un microscope électronique à balayage (MEB) de marque Hitachi SM300 sur le disque n° 3 de l'échantillon (13GT0014-4).

ANNEXE C :

RESULTATS GRADISTAT

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0007-4

SAMPLE NUMBERS: 20

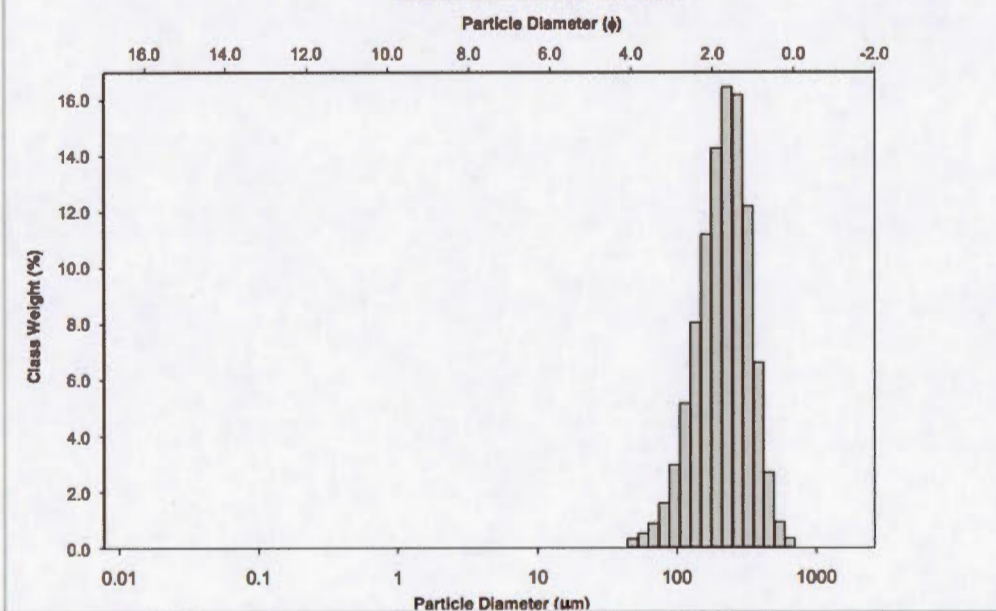
SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fine Sand

MICROTRAC MEAN: 162.02 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	229.1	2.131	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 1.2%		
MODE 2:			SAND: 99.2%	MEDIUM SAND: 37.2%		
MODE 3:			MUD: 0.8%	FINE SAND: 50.1%		
D ₁₀ :	119.0	1.487		V FINE SAND: 10.7%		
MEDIAN or D ₅₀ :	221.2	2.176	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.8%		
D ₉₀ :	356.7	3.071	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	2.997	2.065	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	237.7	1.584	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.787	1.467	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	127.1	0.837	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	233.2	212.7	2.233	214.8	2.219	Fine Sand
SORTING (σ):	96.23	1.543	0.626	1.539	0.622	Moderately Well Sorted
SKEWNESS (S_k):	0.805	-0.453	0.453	-0.125	0.125	Fine Skewed
KURTOSIS (K):	4.058	3.249	3.249	1.008	1.008	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0008-1

SAMPLE NUMBERS: 20

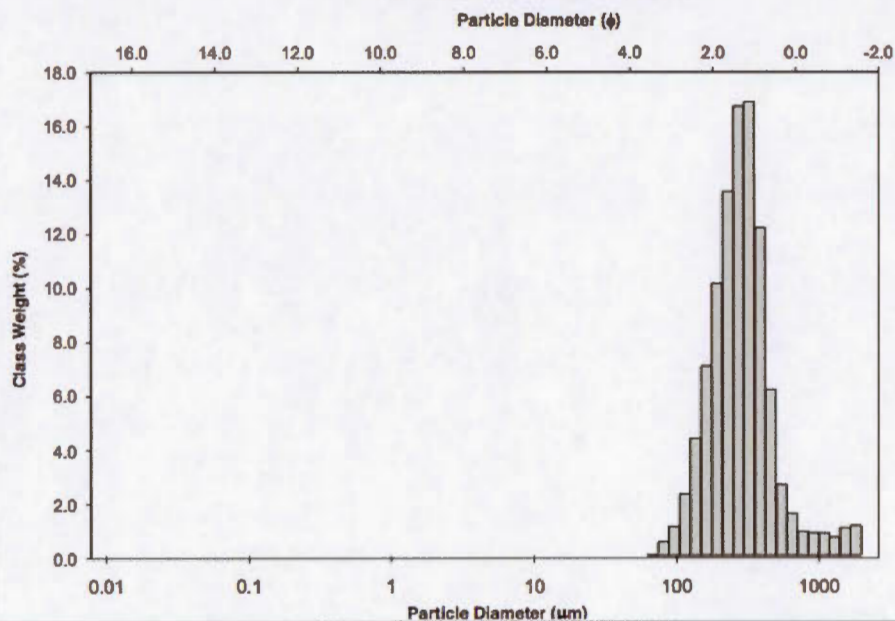
SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Moderately Sorted Medium Sand

MICROTRAC MEAN: 216.87 μm

	μm ϕ		GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
			GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 5.8%		
MODE 1:	324.0	1.631	SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 50.9%		
MODE 2:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 34.9%		
MODE 3:				V FINE SAND: 4.0%		
D ₁₀ :	155.0	0.970	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
MEDIAN or D ₅₀ :	281.1	1.831	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
D ₉₀ :	510.4	2.890	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	3.293	2.772	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	355.4	1.719	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.771	1.575	V COARSE SAND: 4.5%	CLAY: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	181.1	0.824				
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	337.0	273.3	1.788	277.3	1.850	Medium Sand
SORTING (σ):	265.8	2.085	0.774	1.663	0.733	Moderately Sorted
SKEWNESS (Sk):	3.543	-3.296	-0.873	0.078	-0.078	Symmetrical
KURTOSIS (K):	17.79	29.78	4.794	1.384	1.384	Leptokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0008-2

SAMPLE NUMBERS: 20

SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted

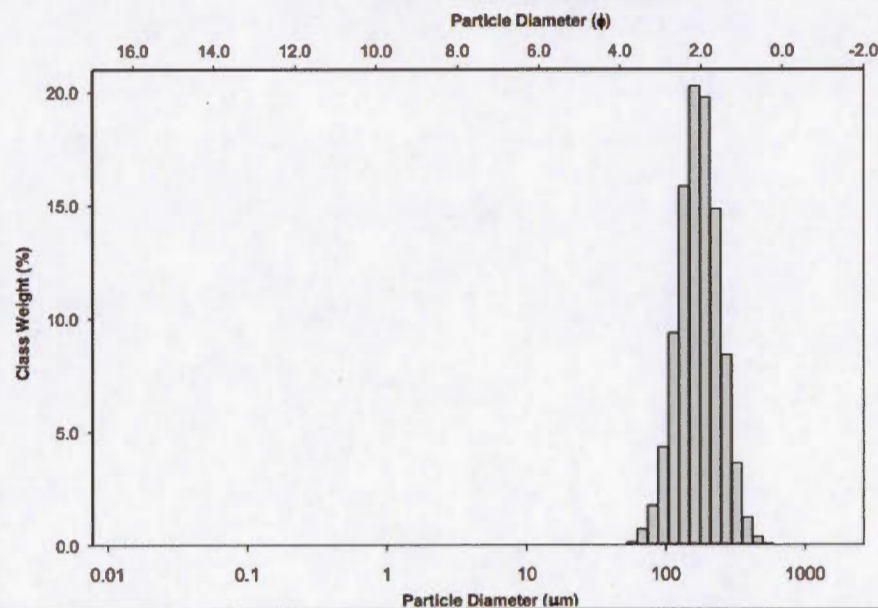
TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand

MICROTRAC MEAN: 137.70 μm

	μm ϕ		GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
	μm	ϕ	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.0%		
MODE 1:	162.0	2.631	SAND: 99.9%	MEDIUM SAND: 13.2%		
MODE 2:			MUD: 0.1%	FINE SAND: 70.3%		
MODE 3:				V FINE SAND: 16.3%		
D ₁₀ :	111.2	1.903	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.1%		
MEDIAN or D ₅₀ :	172.9	2.532	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
D ₉₀ :	267.4	3.169	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	2.405	1.665	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	156.2	1.266	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.583	1.301	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	80.10	0.663				

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	183.2	172.6	2.535	173.2	2.530	Fine Sand
SORTING (σ):	62.70	1.400	0.485	1.398	0.483	Well Sorted
SKEWNESS (S_k):	0.966	-0.061	0.061	-0.011	0.011	Symmetrical
KURTOSIS (K):	4.474	2.987	2.987	0.995	0.995	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

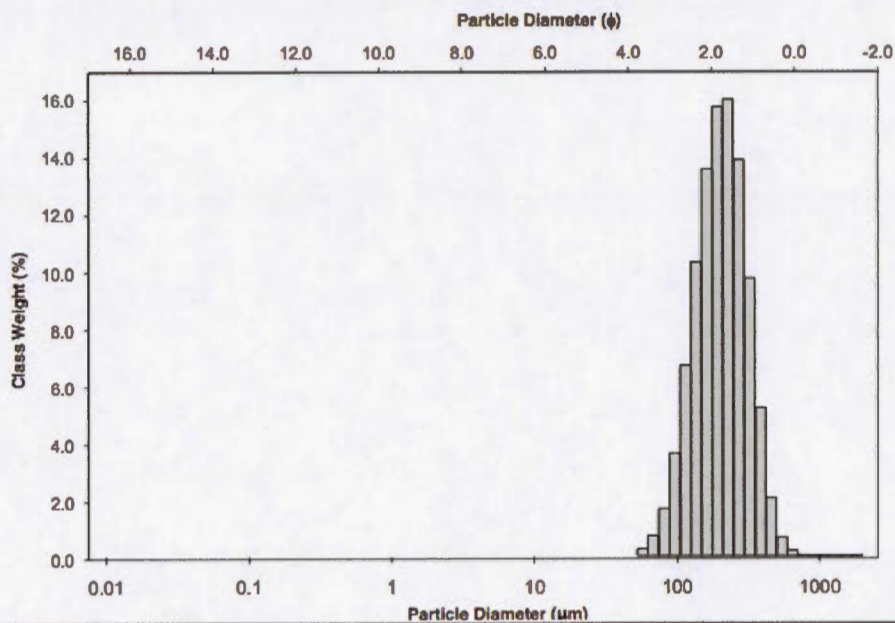
SAMPLE IDENTITY: 13GT0008-3

SAMPLE NUMBERS: 40

SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Well Sorted
 SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fine Sand

TEXTURAL GROUP: Sand
 MICROTRAC MEAN: 158.89 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	229.1	2.131	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.9%		
MODE 2:			SAND: 99.7%	MEDIUM SAND: 30.4%		
MODE 3:			MUD: 0.3%	FINE SAND: 55.4%		
D ₁₀ :	115.5	1.551		V FINE SAND: 12.8%		
MEDIAN or D ₅₀ :	204.1	2.293	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.3%		
D ₉₀ :	341.4	3.114	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	2.956	2.008	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	225.9	1.564	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.788	1.445	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	119.4	0.838	V COARSE SAND: 0.1%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	220.9	201.2	2.310	201.8	2.309	Fine Sand
SORTING (σ):	100.4	1.538	0.608	1.524	0.608	Moderately Well Sorted
SKEWNESS (Sk):	2.909	-0.594	0.032	-0.047	0.047	Symmetrical
KURTOSIS (K):	32.78	9.885	3.270	0.975	0.975	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0008-4

SAMPLE NUMBERS: 20

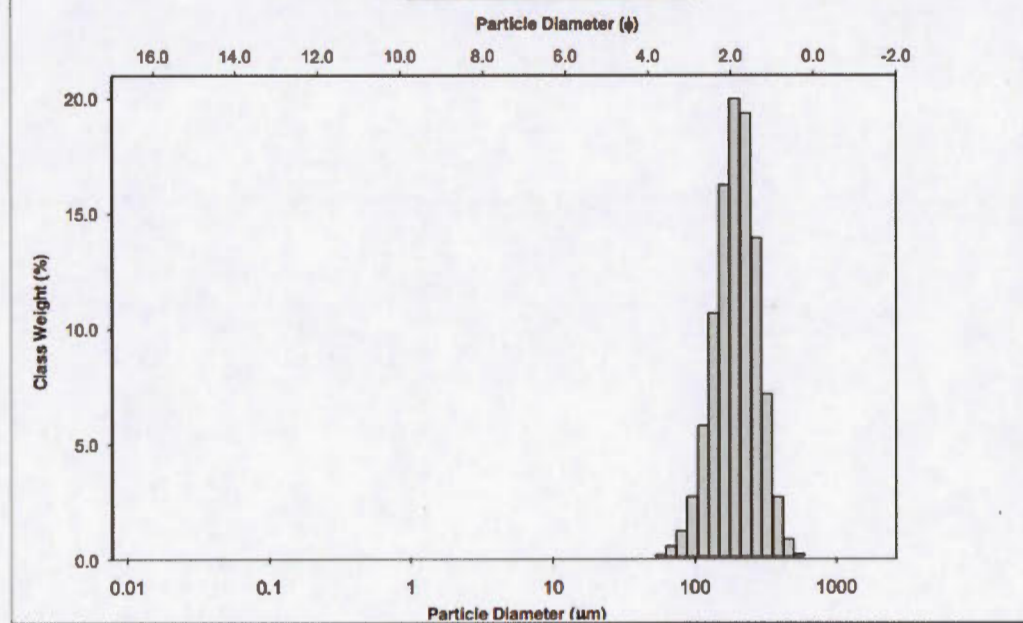
SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fine Sand

MICROTRAC MEAN: 155.32 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	192.7	2.381	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.1%		
MODE 2:			SAND: 99.9%	MEDIUM SAND: 23.9%		
MODE 3:			MUD: 0.1%	FINE SAND: 65.8%		
D ₁₀ :	124.6	1.737		V FINE SAND: 10.1%		
MEDIAN or D ₅₀ :	197.9	2.337	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.1%		
D ₉₀ :	300.0	3.004	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	2.408	1.730	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	175.4	1.268	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.593	1.333	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	92.10	0.671	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	207.7	195.1	2.357	196.0	2.351	Fine Sand
SORTING (σ):	71.27	1.415	0.501	1.418	0.504	Moderately Well Sorted
SKEWNESS (Sk):	0.795	-0.237	0.237	-0.054	0.054	Symmetrical
KURTOSIS (K):	4.005	3.070	3.070	1.015	1.015	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0013-1

SAMPLE NUMBERS: 20

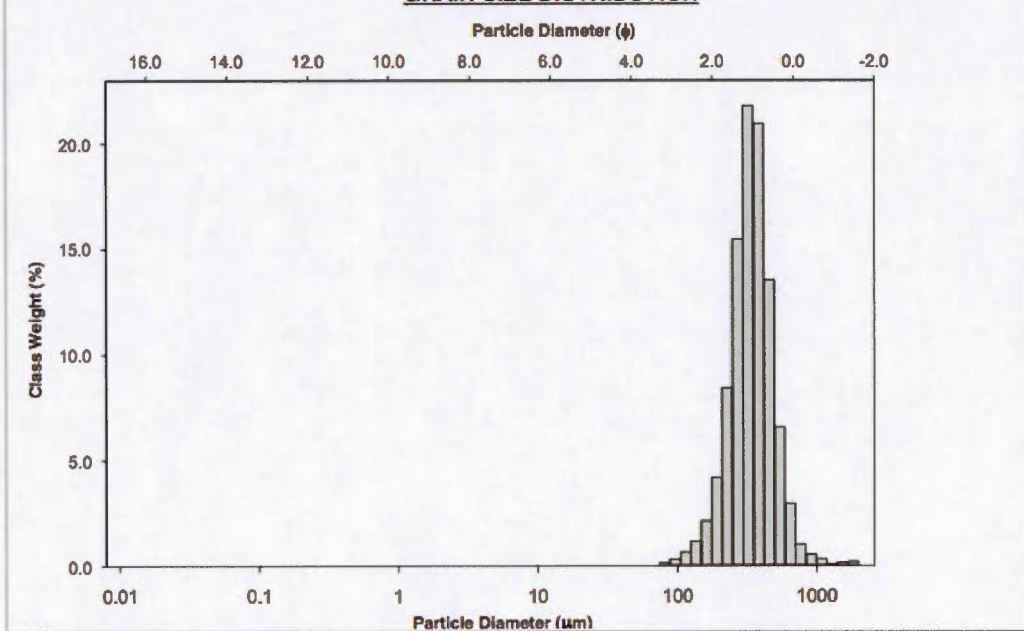
SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Well Sorted Medium Sand

MICROTRAC MEAN: 268.15 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	324.0	1.631	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 10.8%		
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 71.1%		
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 16.1%		
D ₁₀ :	216.4	0.934		V FINE SAND: 1.0%		
MEDIAN or D ₅₀ :	341.4	1.550	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D ₉₀ :	523.3	2.208	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	2.418	2.363	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₈₀ - D ₁₀):	306.9	1.274	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.539	1.497	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	147.2	0.622	V COARSE SAND: 0.9%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	363.6	333.9	1.559	340.6	1.554	Medium Sand
SORTING (σ):	153.8	1.595	0.539	1.413	0.499	Well Sorted
SKEWNESS (Sk):	3.048	-4.574	-0.040	-0.031	0.031	Symmetrical
KURTOSIS (K):	24.05	59.56	4.768	1.142	1.142	Leptokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0013-2

SAMPLE NUMBERS: 20

SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Sorted

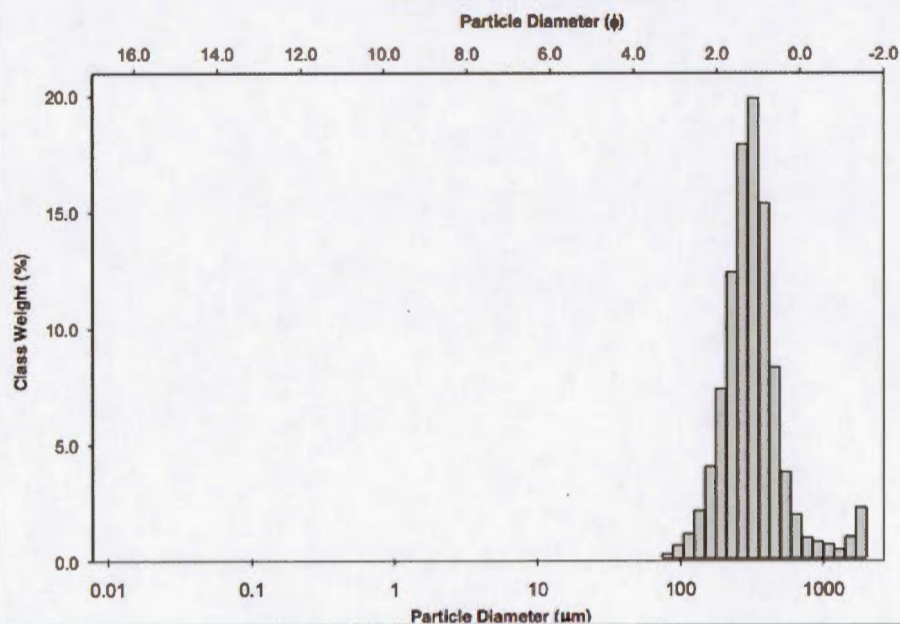
TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Moderately Sorted Medium Sand

MICROTRAC MEAN: 248.75 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION	
MODE 1:	324.0	1.631	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 6.9%
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 58.9%
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 25.2%
D ₁₀ :	186.5	0.687		V FINE SAND: 1.8%
MEDIAN or D ₅₀ :	312.8	1.677	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%
D ₉₀ :	621.2	2.423	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%
(D ₉₀ / D ₁₀):	3.331	3.527	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%
(D ₉₀ - D ₁₀):	434.7	1.736	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.665	1.563	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%
(D ₇₅ - D ₂₅):	161.6	0.735	V COARSE SAND: 7.1%	CLAY: 0.0%

	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
MEAN (\bar{x}):	365.2	269.1	1.593	317.1	1.657	Medium Sand
SORTING (σ):	295.7	3.016	0.769	1.757	0.813	Moderately Sorted
SKEWNESS (Sk):	3.454	-3.722	-0.998	0.235	-0.235	Coarse Skewed
KURTOSIS (K):	16.56	20.22	4.849	1.920	1.920	Very Leptokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

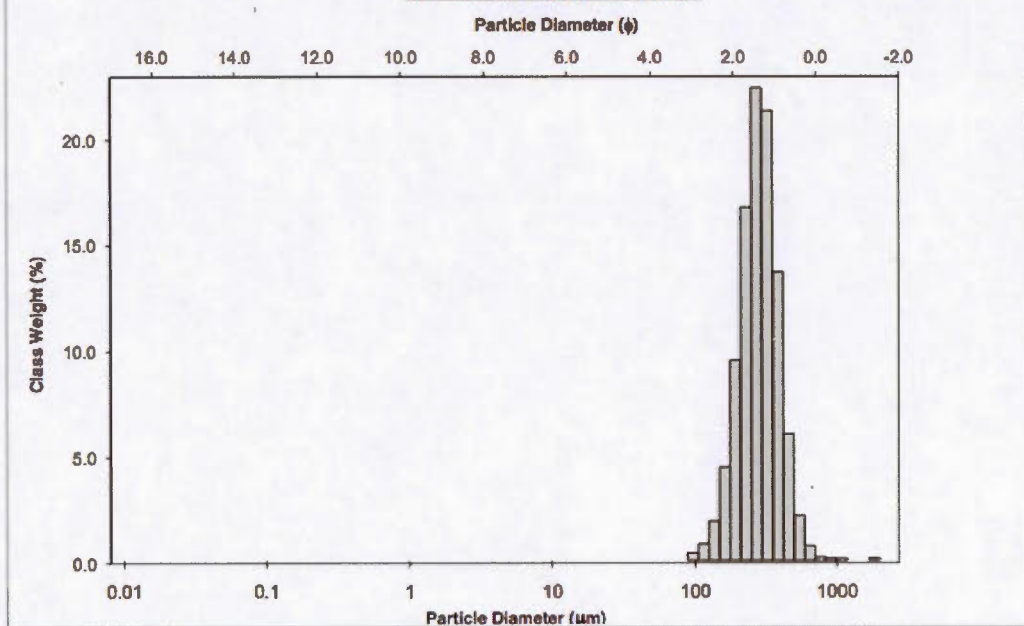
SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0013-3

SAMPLE NUMBERS: 20

SAMPLE TYPE: Unimodal, Well Sorted
SEDIMENT NAME: Well Sorted Medium SandTEXTURAL GROUP: Sand
MICROTRAC MEAN: 224.85 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	272.5	1.881	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 3.0%		
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 62.5%		
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 32.8%		
D ₁₀ :	184.6	1.265		V FINE SAND: 1.2%		
MEDIAN or D ₅₀ :	283.1	1.820	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D ₉₀ :	416.2	2.437	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	2.254	1.927	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	231.6	1.173	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.521	1.398	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	118.7	0.605	V COARSE SAND: 0.5%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	297.5	276.5	1.827	282.3	1.825	Medium Sand
SORTING (σ):	113.6	1.562	0.487	1.380	0.485	Well Sorted
SKEWNESS (S_k):	3.795	-5.561	-0.209	-0.028	0.028	Symmetrical
KURTOSIS (K):	44.34	72.73	4.781	1.068	1.068	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

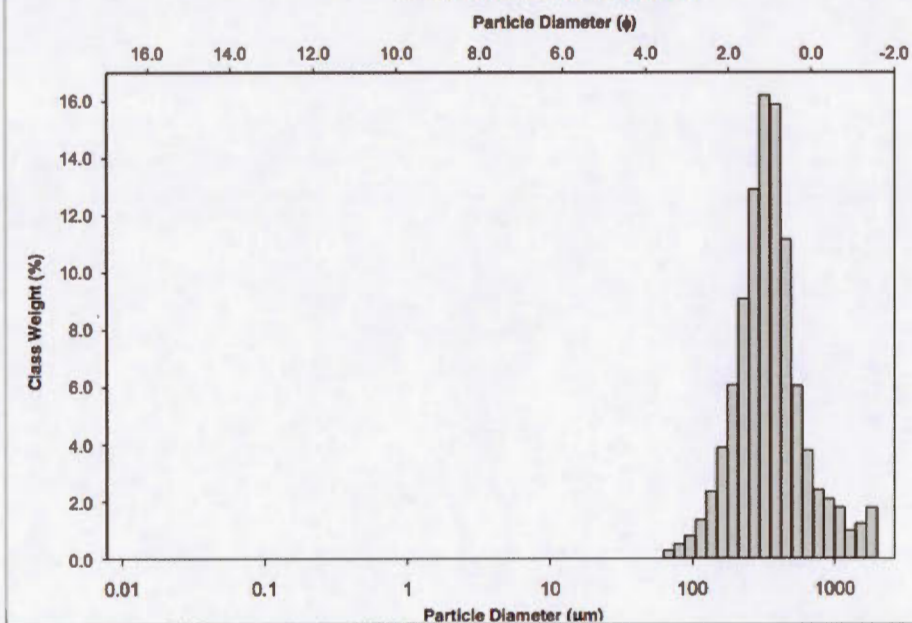
SAMPLE IDENTITY: 13GT0013-4

SAMPLE NUMBERS: 20

SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Sorted
 SEDIMENT NAME: Moderately Sorted Medium Sand

TEXTURAL GROUP: Sand
 MICROTRAC MEAN: 260.42 μm

			GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	μm 324.0	ϕ 1.631	GRAVEL: 0.0%		COARSE SAND: 13.8%	
MODE 2:			SAND: 100.0%		MEDIUM SAND: 54.6%	
MODE 3:			MUD: 0.0%		FINE SAND: 21.1%	
D ₁₀ :	182.2	0.285			V FINE SAND: 2.8%	
MEDIAN or D ₅₀ :	344.5	1.538	V COARSE GRAVEL: 0.0%		V COARSE SILT: 0.0%	
D ₉₀ :	820.6	2.456	COARSE GRAVEL: 0.0%		COARSE SILT: 0.0%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	4.503	8.611	MEDIUM GRAVEL: 0.0%		MEDIUM SILT: 0.0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	638.4	2.171	FINE GRAVEL: 0.0%		FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.859	1.826	V FINE GRAVEL: 0.0%		V FINE SILT: 0.0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	218.1	0.895	V COARSE SAND: 7.7%		CLAY: 0.0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
MEAN (\bar{x}):	413.0	310.9	1.478	351.5	1.508	Medium Sand
SORTING (σ):	312.6	2.742	0.838	1.812	0.858	Moderately Sorted
SKEWNESS (S_k):	2.592	-3.648	-0.449	0.155	-0.155	Coarse Skewed
KURTOSIS (K):	10.96	22.34	3.673	1.495	1.495	Leptokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0014-1

SAMPLE NUMBERS: 25

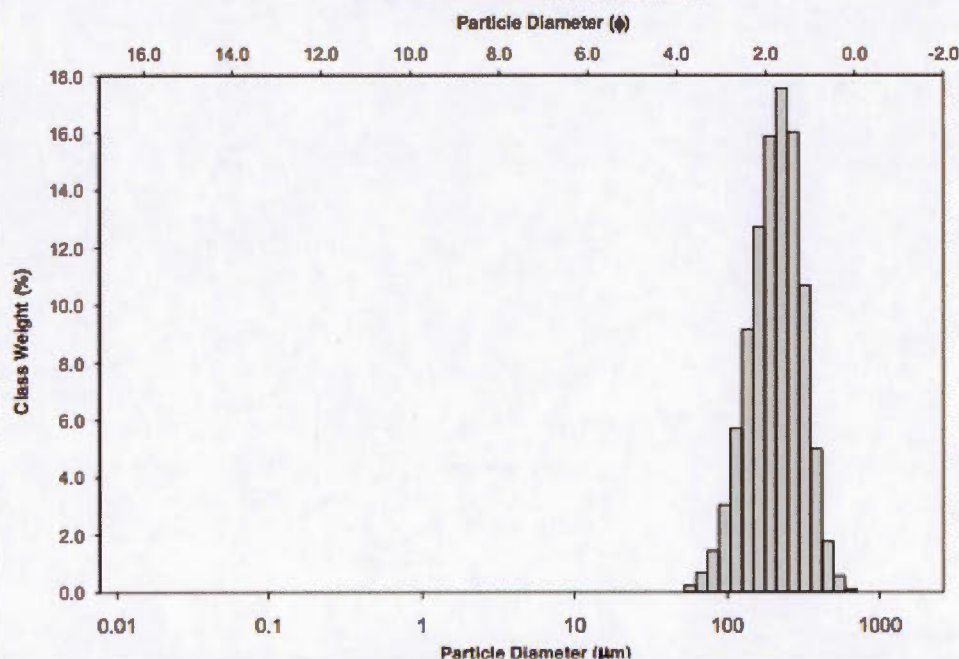
SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fi

MICROTRAC MEAN: 180.12 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	229.1	2.131	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.6%		
MODE 2:			SAND: 99.8%	MEDIUM SAND: 32.9%		
MODE 3:			MUD: 0.2%	FINE SAND: 55.3%		
D_{10} :	120.8	1.589		V FINE SAND: 11.0%		
MEDIAN or D_{50} :	212.3	2.236	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.2%		
D_{90} :	337.0	3.049	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D_{90} / D_{10}) :	2.788	1.943	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
$(D_{90} - D_{10})$:	216.1	1.479	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{25}) :	1.732	1.425	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
$(D_{75} - D_{25})$:	115.9	0.793	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
MEAN (\bar{x}):	223.2	206.2	2.278	207.1	2.271	Fine Sand
SORTING (σ):	86.13	1.487	0.572	1.491	0.576	Moderately Well Sorted
SKEWNESS (Sk):	0.797	-0.303	0.303	-0.098	0.098	Symmetrical
KURTOSIS (K):	3.983	2.941	2.941	0.978	0.978	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0014-2

SAMPLE NUMBERS: 20

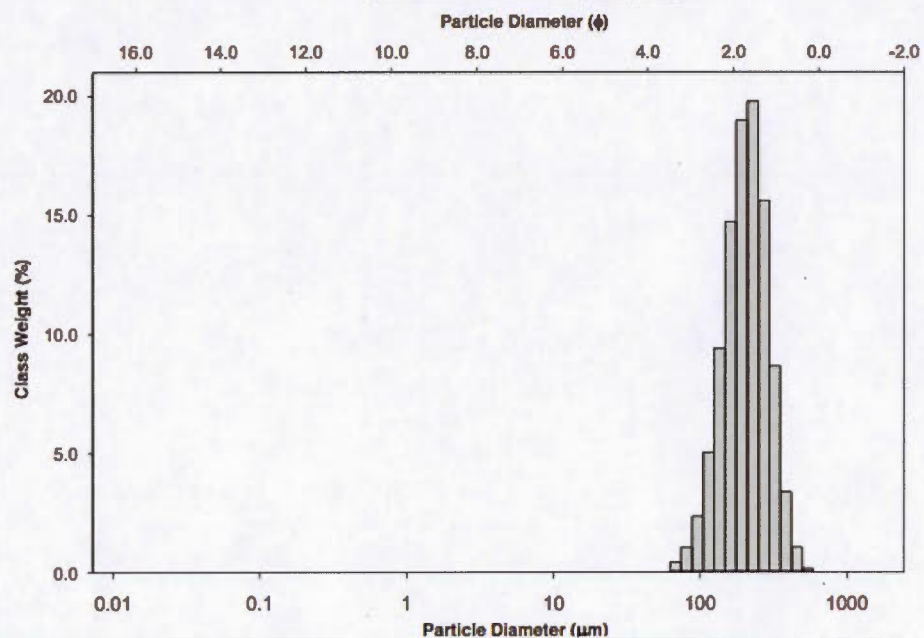
SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fli

MICROTRAC MEAN: 160.57 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	229.1	2.131	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.1%		
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 28.1%		
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 62.8%		
D ₁₀ :	127.6	1.666		V FINE SAND: 8.9%		
MEDIAN or D ₅₀ :	206.2	2.278	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D ₉₀ :	315.0	2.971	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	2.469	1.783	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	187.5	1.304	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.613	1.354	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	98.52	0.690	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%		
METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
MEAN (\bar{x}):	215.7	202.5	2.304	203.5	2.297	Fine Sand
SORTING (σ):	73.90	1.418	0.504	1.419	0.505	Moderately Well Sorted
SKEWNESS (S_k):	0.725	-0.263	0.263	-0.075	0.075	Symmetrical
KURTOSIS (K):	3.732	2.995	2.995	0.992	0.992	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0014-3

SAMPLE NUMBERS: 20

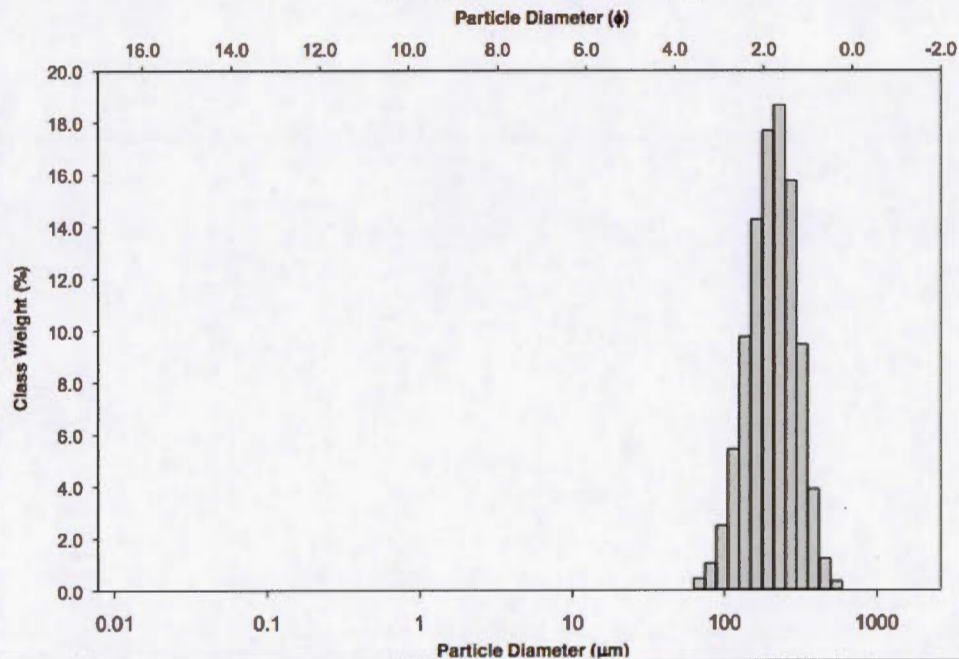
SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Well Sorted

TEXTURAL GROUP: Sand

SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fli

MICROTRAC MEAN: 160.27 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	229.1	2.131	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.3%		
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 29.8%		
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 60.3%		
D_{10} :	126.0	1.629		V FINE SAND: 9.5%		
MEDIAN or D_{50} :	207.5	2.269	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D_{90} :	323.4	2.988	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D_{90} / D_{10}) :	2.566	1.835	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
$(D_{90} - D_{10})$:	197.4	1.360	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D_{75} / D_{25}) :	1.662	1.382	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
$(D_{75} - D_{25})$:	105.3	0.733	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
MEAN (\bar{x}):	218.0	203.7	2.295	204.1	2.293	Fine Sand
SORTING (σ):	78.14	1.438	0.524	1.440	0.526	Moderately Well Sorted
SKEWNESS (S_k):	0.780	-0.224	0.224	-0.077	0.077	Symmetrical
KURTOSIS (K):	3.852	2.890	2.890	0.964	0.964	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

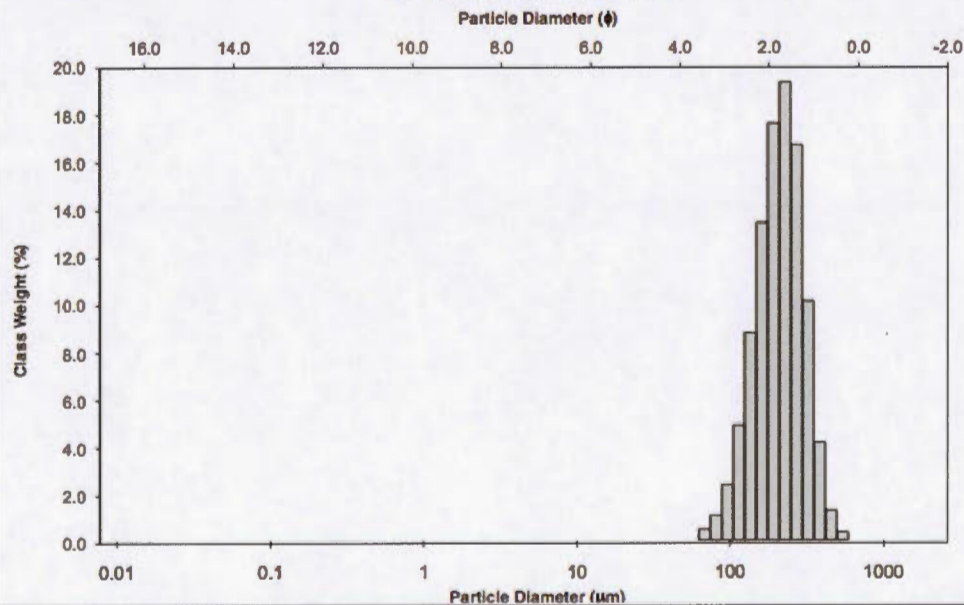
SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: 13GT0014-4

SAMPLE NUMBERS: 20

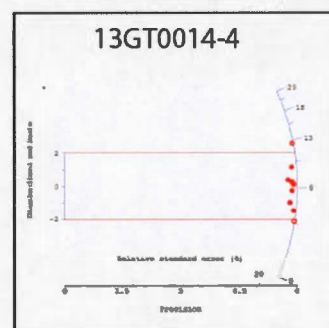
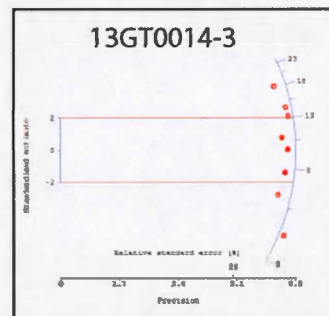
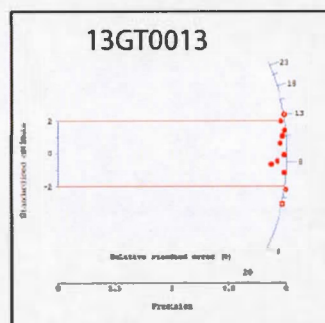
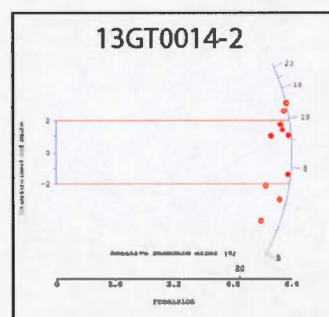
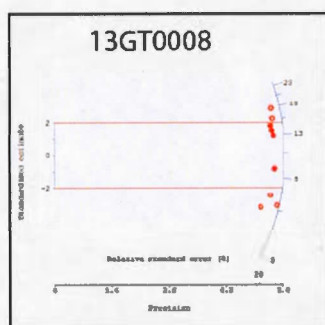
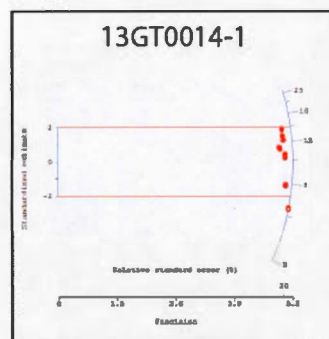
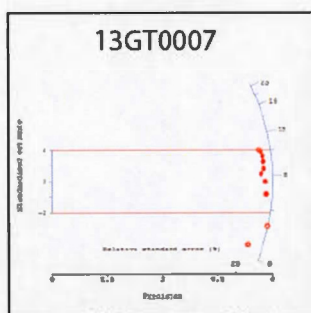
SAMPLE TYPE: Unimodal, Moderately Well Sorted
SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fine SandTEXTURAL GROUP: Sand
MICROTRAC MEAN: 163.15 μm

	μm	ϕ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
MODE 1:	229.1	2.131	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.3%		
MODE 2:			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 31.7%		
MODE 3:			MUD: 0.0%	FINE SAND: 59.1%		
D ₁₀ :	127.7	1.612		V FINE SAND: 8.9%		
MEDIAN or D ₅₀ :	212.5	2.234	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%		
D ₉₀ :	327.2	2.969	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%		
(D ₉₀ / D ₁₀):	2.562	1.842	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%		
(D ₉₀ - D ₁₀):	199.5	1.357	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ / D ₂₅):	1.647	1.380	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%		
(D ₇₅ - D ₂₅):	105.7	0.720	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%		
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic μm	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Geometric μm	Logarithmic ϕ	Description
MEAN (\bar{x}):	221.9	207.4	2.269	208.3	2.264	Fine Sand
SORTING (σ):	78.64	1.438	0.524	1.437	0.523	Moderately Well Sorted
SKEWNESS (S_k):	0.730	-0.300	0.300	-0.097	0.097	Symmetrical
KURTOSIS (K):	3.805	3.001	3.001	0.989	0.989	Mesokurtic

GRAIN SIZE DISTRIBUTION

ANNEXE D :

DIAGRAMME RADIAL DES ANALYSES OSL



BIBLIOGRAPHIE

- Aitken, M.J. (1968). Thermoluminescent dating in archaeology: introductory review *Thermoluminescence of Geological Materials, Proc. of a NATO Advanced Research Institute on Applications of Thermoluminescence to Geological Problems* (p. 369-378) : Academic Press London and New York.
- Aitken, M.J. (1998). *An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence.* : Oxford University Press.
- Aitken, M.J., Tite, M.S. et Reid, J. (1964). Thermoluminescent dating of ancient ceramics.
- Auclair, M., Lamothe, M. et Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation measurements*, 37(4), 487-492.
- Ballard, J.-M., Malet, X., Beaudry, C., Lefebvre, R., Carrier, M.-A. et Vigneault, H. (2013). Premier rapport d'étape – Projet de connaissance sur les eaux souterraines en Chaudière-Appalaches. Rapport INRS R-1402, réalisé par INRS-ETE, en collaboration avec l'IRDA et le COBARIC, version préliminaire soumise au MDDEFP le 28 mars 2013, 66 p. et 18 cartes.
- Belmedrek, S. (2001). *Granulométrie et minéraux lourds des sables dunaires et de plage des secteurs de Oued Zhour et de Béni Bélaid (Jijel, Algérie nord-orientale).* Université Mentouri -Constantine- Algérie - Magister en géologie 2001.
- Bernier, F. et Occhietti, S. (1990). Le complexe glaciaire du cap Charles, vallée moyenne du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 173-180.
- Besré, F. et Occhietti, S. (1990). Les varves de Deschaillons, les rythmites du Saint-Maurice et les rythmites de Leclercville, Pleistocene supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 181-198.

- Blais, A. et Shilts, W. (1989). Surficial geology of Saint-Joseph-de-Beauce map area, Chaudière River valley, Québec. *Current Research, Part B, Geological Survey of Canada Paper*, 137-142.
- Blott, S.J. et Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- Bostanudin, N. (2013). *Computational methods for processing ground penetrating radar data*. PhD Thesis, University of Portsmouth, Portsmouth.
- Boyle, R. (1967). *Observations and Tryals about the Resemblances and Differences Between a Burning Coal and a Shining Wood*.
- Caron, O. (2013). *Synthèse et modèle cartographique 3D des formations quaternaires pour les bassins-versants des rivières Chaudière et Saint-François: géochronologie, stratigraphie et paléogéographie wisconsinienne du sud du Québec*. Université Du Québec à Montréal-Thèse (Ph.d.).
- Chalmers, R. (1898). *Report on the surface geology and auriferous deposits of south-eastern Quebec*. (Vol. 10) : Printed by SE Dawson.
- Chauvin, L. (1979a). *Dépôts meubles de la région de Thetford-Mines-Victoriaville: rapport préliminaire* : Ministère des richesses naturelles, Direction générale de la recherche géologique et minérale, Direction des levés géoscientifiques - rapport préliminaire, DPV - 622, 20 p., carte (1 :50 000) en deux feuillets.
- Chauvin, L. (1979b). *Géologie des dépôts meubles dans la région d'Asbestos-Disraeli: rapport préliminaire*. : Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale de la recherche géologique et minérale, Direction des levés géoscientifiques - rapport préliminaire, DPV - 716, 13 p., carte (1 :50 000).
- Chauvin, L., Martineau, G. et LaSalle, P. (1985). Deglaciation of the lower St. Lawrence region, Québec. In: Borns, H.W., LaSalle, P., et Thompson, W.B., dir., Late Pleistocene history of Northeastern New England and adjacent Québec. *Geological Society of America, Special Paper* (197), 111- 124.
- Clark, T.H. et Globensky, Y. (1970). *Geology of the Bécancour area - 1 carte (échelle 1: 31 680)*. (Vol. DP-153) : Ministère de l'énergie et des ressources, Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale

- Clark, T.H. et Globensky, Y. (1973). *Région de Portneuf et parties de St-Raymond et de Lyster*. (Vol. RG-148 - 1 carte (échelle 1: 63 360)) : Ministère des Richesses naturelles, Québec.
- Clark, T.H. et Globensky, Y. (1975). *Région de Grondines / Grondines area* (Vol. RG 154 - 1 carte (échelle 1:63 360)) : Ministère des Richesses naturelles, Québec, Direction générale des mines, Service de l'exploration géologique
- Clark, T.H. et Globensky, Y. (1976). *Région de Bécancour Et Partie Nord-est de la Région D'Aston: Bécancour Area and Northeastern Part of Aston Area*. (Vol. RG 165 1 - 1 carte (échelle 1:63 360)) : Ministère des Richesses naturelles, Québec, Service de l'exploration géologique.
- Clet, M. (1989). Palynologie de rythmites du Pléistocène supérieur, Leclercville, vallée moyenne du Saint-Laurent, Canada. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 26(4), 225-237.
- Clet, M. et Occhietti, S. (1996a). La sous-séquence des sédiments de Saint-Pierre—rythmites du Saint-Maurice—Sables des Vieilles-Forges, Pléistocène supérieur, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(3), 287-310.
- Comeau, F. A., Kirkwood, D., Malo, M., Asselin, E., Bertrand, R., 2004. *Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Quebec Appalachians revisited: implications for foreland basin and thrust belt evolution*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(12): 1473-1490p
- Daigneault, R.A., Roy, M., Milette, S., Hurtubise, M.A., Leduc, E., Thiery, G., Horth, N. et Dubois-Verret, M. (2014). Cartographie des formations superficielles de la partie sud du projet PACES Chaudière-Appalaches. *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, 51p.
- Daniels, F., Boyd, C. et Saunders, D.F. (1953). Thermoluminescence as a research tool. *Science*, 117(3040), 343-349.
- David, P.P. (1981). Stabilized dune ridges in northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 286-310.
- Dawson, S.J.W. (1893). *The Canadian Ice Age*. : WV Dawson.
- Dionne, J.C. (1977). La mer de Goldthwait au Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(1-2), 61-80.

- Dreimanis, A.L. (1960). *Pre-classical Wisconsin in the eastern portion of the Great Lakes region, North America. International Geological Congress, 21st, Copenhagen, Report Session 4, Actes du colloque, 1960,*
- Duller, G. (2008). Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology. *English Heritage, Swindon*
- Durcan, J.A., King, G.E. et Duller, G. (2015). DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61.
- Els, R.N. (1887). *Report on the Geology of a Portion of the Eastern Townships [Quebec]: Relating More Especially to the Counties of Compton, Stanstead, Beauce, Richmond and Wolfe. (Vol. 2) : Dawson Bros.*
- Falardeau, I., Villeneuve, C. et Cournoyer, L. (2009). Plan de gestion des milieux humides de la MRC de Lotbinière – Rapport méthodologique de la cartographie de base des milieux humides du territoire de la MRC et du bassin versant de la rivière du Chêne. 40.
- Ferland, P. et Occhietti, S. (1990b). Révision du stratotype des Sédiments de Saint-Pierre et implications stratigraphiques, vallée du Saint-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 147-158.
- Filion, L. (1987). Holocene development of parabolic dunes in the central St. Lawrence Lowland, Québec. *Quaternary Research*, 28(2), 196-209.
- Folk, R.L. et Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, 27(1)
- Gadd, N.R. (1955). *Pleistocene geology of the Becancour map-area, Quebec.* University of Illinois at Urbana-Champaign.
- Gadd, N.R. (1960a). *Surficial geology of the Becancour map-area, Quebec:* Geological Survey of Canada - Papier 59-8, 34 p. , Carte 42-1959.
- Gadd, N.R. (1971). *Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowland.* : Information Canada.
- Gadd, N.R. (1978). *Surficial geology of Saint-Sylvestre map-area, Quebec.* (Vol. 77-16 - 1 map (1470A), 1:50 000.) : Geological Survey of Canada.

- Gadd, N.R., McDonald, B.C. et Shilts, W.W. (1972). *Deglaciation of southern Quebec*. : Geological Survey of Canada
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. et Olley, J.M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models*. *Archaeometry*, 41(2), 339-364.
- Gaucher, E. et Ass. (1984). *Compilation de la géologie du Quaternaire - Région des Appalaches*. : Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service de la géoinformation, Québec, Rapport DV 84-10, 89 cartes à l'échelle 1 :50 000.
- Gauthier, R.C. (1975). *Déglaciation d'un secteur des rivières Chaudière et Etchemin, Québec*. Université McGill - Thèse (M. Sc.).
- Gélinas, P. (1971). Dépôts meubles dans la région de Québec.
- Gilmore, G. (2011). *Practical gamma-ray spectroscopy*. : John Wiley & Sons.
- Globensky, Y. (1987). *Géologie des basses-terres du Saint-Laurent*. : [Ministère de l'énergie et des ressources], Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Direction de la recherche géologique, Service de la géologie.
- Godbout, P.M. (2013). *Géologie du Quaternaire et Hydrostratigraphie des Dépôts Meubles du Bassin Versant de la Rivière Bécancour et des Zones Avoisinantes*, Québec Université Du Québec à Montréal-Thèse (M. Sc.).
- Gouvernement du Québec. (2014a). *Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines, Ministère du Développement durable, Environnement et Lutte contre les changements climatiques*. . Récupéré le 2 mai 2014
- Groglar, N., Houtermans, F. et Stauffer, H. (1958). Radiation damage as a research tools for geology and prehistory. *Convengo sulle dotazioni con metodi nuclear*. 5th Internazation Elettr Nucl Sezione Nuclear Roma, 5-15.
- Hillaire-Marcel, C., 1979. Les mers post-glaciaires du Québec, quelques aspects. Thèse de doctorat, Université Paris VI, 293 p.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. et Thewalt, M.L. (1985). Optical dating of sediments.

- Huntley, D. J., 1985, On the zeroing of the thermoluminescence of sediments, *Physics and Chemistry of Minerals*, 12, 122–7.
- Huntley, D.J. et Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(7), 1093-1106.
- Huot, S. et Lamothe, M. (2003). Variability of infrared stimulated luminescence properties from fractured feldspar grains. *Radiation Measurements*, 37(4), 499-503.
- Hütt, G., Jaek, I. et Tchonka, J. (1988). Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. *Quaternary Science Reviews*, 7(3), 381-385.
- Julien, P.S. et Hubert, C. (1975). Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians. *Am. J. Sci.*, 275, 337-362.
- Jol HM (2009) Ground penetrating radar: theory and applications. Elsevier, London
- Karrow, P.F. (1957). *Pleistocene geology of the Grondines map-area, Quebec*. University of Illinois at Urbana-Champaign.
- Keele, J. (1915). *Preliminary report on the clay and shale deposits of the Province of Quebec*. : Government Print. Bureau.
- Ladevèze, P., Rivard, C., Lefebvre, R., Lavoie, D., Parent, M., Malet, X., Bordeleau, G. et Gosselin, J.-S., 2016. *Travaux de caractérisation hydrogéologique dans la plateforme sédimentaire du Saint-Laurent, région de Saint-Édouard-de-Lotbinière, Québec*; Commission géologique du Canada, Dossier public 8036, 112 p.
- Lamarche, R.Y. (1971). Northward moving ice in the Thetford Mines area of southern Quebec. *American Journal of Science*, 271(4), 383-388.
- Lamarche, R.Y. (1974). Southeastward, northward, and westward ice movement in the Asbestos area of southern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 85(3), 465-470.
- Lamothe, M. (1985). Lithostratigraphy and geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St-Pierre Les Becquets areas, Quebec.

- Lamothe, M. (1989). A New Framework for the Pleistocene Stratigraphy of the Central St. Lawrence Lowland, Southern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 43(2), 119.
- Lamothe, M. (1996). Datation par les méthodes de luminescence des feldspaths des milieux sédimentaires: le problème de la remise à zéro. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(3), 365-376.
- Lamothe, M. (2004). Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec archaeological sites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(6), 659-667.
- Lamothe, M. (2015). *Protocole de mesure expérimental (non publié à ce jour)* : Université du Québec à Montréal, Laboratoire de luminescence LUX.
- Lamothe, M., Auclair, M., Hamzaoui, C. et Huot, S. (2003). Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements*, 37(4), 493-498.
- Lamothe, M., Balescu, S. et Auclair, M. (1994). Natural IRSL intensities and apparent luminescence ages of single feldspar grains extracted from partially bleached sediments. *Radiation Measurements*, 23(2), 555-561.
- Lamothe, M., Parent, M. et Shilts, W.W. (1992). Sangamonian and early Wisconsinan events in the St. Lawrence Lowland and Appalachians of southern Quebec, Canada. 270, 171-184.
- Lasalle, P. (1978). *Géologie des sédiments de surface de la région de Québec. Ministère des Richesses naturelles, DPV - 565, carte échelle 1 :50 000.* : Ministère des richesses naturelles, Direction générale des mines, Service de l'exploration géologique.
- LaSalle, P. (1984). Quaternary stratigraphy of Quebec: A review. *Quaternary stratigraphy of Canada—A Canadian contribution to IGCP Project*, 24, 84-10.
- LaSalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L. (1977). *Morphologie, stratigraphie et deglaciation dans la région de Beauce, Monts Notre-Dame, Parc des Laurentides.* : Ministère des richesses naturelles, Exploration géologique, Division du quaternaire.

- Lasalle, P., Thibeault, L. et Charbonneau, L. (1980). Géologie des sédiments meubles de la région de Portneuf. Ministère de l'Énergie et des ressources, Québec, DPV - 741, 1 : 50 000. .
- LaSalle, P. et Shilts, W.W., 1993. Younger Dryas-age readvance of Laurentide ice into the Champlain Sea. *Boreas*, 22 : 25-37.
- Lavoie, M., Colpron-Tremblay, J. et Robert, E.C. (2012). Développement D'une Vaste Tourbière Ombrotrophe Non Perturbée en Contexte Périurbain au Québec Méridional. *Ecoscience*, 19(3), 285-297.
- Lefebvre, R., Ballard, J.-M., Carrier, M.-A., Vigneault, H., Beaudry, C., Berthot, L., Légaré-Couture, G., Parent, M., Laurencelle, M., Malet, X., Therrien, A., Michaud, A., Desjardins, J., Drouin, A., Cloutier, M.H., Grenier, J., Bourgault, M.A., Larocque, M., Pellerin, S., Graveline, M.H., Janos, D. et Molson, J. (2015). *Portrait des ressources en eau souterraine en Chaudière-Appalaches, Québec, Canada*. Projet réalisé conjointement par l'Institut national de la recherche scientifique (INRS), l'Institut de recherche et développement en agroenvironnement (IRDA) et le Regroupement des organismes de bassins versants de la Chaudière-Appalaches (OBV-CA) dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES), Rapport final INRS R-1580, soumis au MDDELCC en mars 2015., *INRS R-1580*
- Lisiecki, E.L., et Raymo, M.E (2005). A pliocene-pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, 17p
- Logan, W. (1863). Report on the geology of Canada. *Geological Survey of Canada, Report of Progress to*
- Lortie, G. (1976). *Les écoulements glaciaires wisconsinien dans les Cantons de l'Est et la Beauce, Québec*. Thèse (M. Sc.) - McGill University.
- Lortie, G. et Martineau, G. (1987). *Les systèmes de stries glaciaires dans les Appalaches du Québec*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. : DV-85-10, 45 p., 1 carte.
- Matthews, J. (1987). Macrofossils of insects and plants from southern Québec. *M. Lamothe, éd., Pleistocene stratigraphy in the St. Lawrence Lowland and the Appalachians of southern Québec. A field guide. Université de Montréal, Collection Environnement et géologie*, 4, 166-181.

- Mc Donald, B.C. et Shilts, W.W. (1971). Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 82(3), 683-698.
- McDonald, B.C. et Shilts, W.W. (1971). Quaternary Stratigraphy and Events in Southeastern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 82(3), 683.
- MDDELCC. (2013). *Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC) Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines. Gouvernement du Québec, Direction de la politique sur les eaux souterraines.*
- Mejdahl, V. (1985). Thermoluminescence dating based on feldspars. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (1982), 10(1), 133-136.
- Murray, A.S. et Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*, 32(1), 57-73.
- Occhietti, S. et Richard, P.J.H., (2003). Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57 : 115-138.
- Occhietti, S., Chartier, M., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa, S.L., Harington, C.R., (2001). Paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 BP: le site de Saint-Nicolas. *Géogr. Phys. Quatern.* 55, 23-46.
- Occhietti, S. (1979a). Le quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec: contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du St-Laurent et corrélations stratigraphiques.
- Occhietti, S. (1979b). *Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan: contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du St-Laurent et corrélations stratigraphiques*. Ph. D. thesis, University of Ottawa, Ottawa. 1982. Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 36: 15-49.

- Occhietti, S. (1990). Lithostratigraphie du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent: méthode, cadre conceptuel et séquences sédimentaires. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 137-145.
- Occhietti, S., Balescu, S., Lamothe, M., Clet, M., Cronin, T., Ferland, P. et Pichet, P. (1996). Late stage 5 glacio-isostatic sea in the St. Lawrence Valley, Canada and United States. *Quaternary Research*, 45(2), 128-137.
- Osborne, F.F. (1950). Marine crevasse fillings in the Lotbiniere region, Quebec. *American Journal of Science*, 248(12), 874-890.
- Parent, M. (1987). Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Québec.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(3), 215-246.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1999). Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(1), 117-135.
- Parent M., S. J. Paradis et R. Boivin. (2010). Formations superficielles : légende et notes descriptives- 1/50 000 à 1/125 000. Version 10
- Pilote, L.M. (à venir). Reconstitution paléocéologique des conditions initiales du développement du complexe tourbeux de Lac-à-la-Tortue, Mauricie, Québec (non publié) : Université Du Québec à Montréal - Thèse (M. Sc.).
- Plantz, P.E. (2007). Blue Laser Technology Applied to the Microtrac Unified Scatter Technique for Full- Range Particle Size Measurement.
- Richard, P et Occhietti, S. (2005) . 14C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada : *Quaternary research* 63, 353-358
- Rhodes, E.J. (2011). Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39(1), 461-488.
- Rousseau, A.N., Mailhot, A., Slivitzky, M., Villeneuve, J.-P., Rodriguez, M.J. et Bourque, A. (2004) Usages et approvisionnement en eau dans le sud du Québec - Niveau des connaissances et axes de recherche à privilégier dans une

- perspective de changements climatiques. *Canadian Water Resources Journal*, 29(2), 121-134.
- Shilts, W.W. (1981). *Surficial geology of the Lac Mégantic area, Quebec*. : Geological Survey of Canada, Memoir 397, 102p.; Map 1494A.
- SIEF. (2007). Système d'information écoforestière . Gouvernement du Québec, Direction des inventaires forestiers, échelle 1/20 000, fichiers en format shapefile distribués en juin 2010. . *Ministère des Ressources naturelles du Québec (MRN)*
- Slivitzky, A. et Saint Julien, P. (1987). *Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce*. (Vol. MM 85-04 40) : Gouvernement du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale.
- Stuiver, M., Heusser, C.J. et Yang, I.C. (1978). North American glacial history extended to 75,000 years ago. *Science*, 200(4337), 16-21.
- Syvitski, J.-P.M. (2007). *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis* : Cambridge University Press.
- Terasmae, J. (1960). *Contributions to Canadian Palynology No. 2: Part I-A Palynological Study of Post-Glacial Deposits in the St. Lawrence Lowlands. Part II-A Palynological Study of Pleistocene Interglacial Beds at Toronto, Ontario*. : Department of mines and technical surveys Canada.
- Thibault, G. (2008). État de l'écosystème aquatique du bassin versant de la rivière Etchemin : faits saillants 2004-2006. . *Ministère du Développement durable, de l'environnement et des Parcs*, 25.
- Tremblay, A. et Castonguay, S. (2002). Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec Appalachians): Implications for the Salinian orogeny and successor basins. *Geology*, 30(1), 79-82.
- Visocekas, R. (1985). Tunnelling radiative recombination in labradorite: its association with anomalous fading of thermoluminescence. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (1982), 10(4), 521-529.
- Visocekas, R., Tale, V., Zink, A. et Tale, I. (1998). Trap spectroscopy and tunnelling luminescence in feldspars. *Radiation measurements*, 29(3), 427-434.
- Williams, H. (1979). Appalachian orogen in Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(3), 792-807.

- Wintle, A. (1980). Thermoluminescence Dating : a Review Of Recent Applications To Non-Pottery Materials. *Archaeometry*, 22(2), 113-122.
- Wintle, A.G. (1973). Anomalous fading of thermo-luminescence in mineral samples. *Nature (London)*, 245, 143–144.
- Wintle, A.G. et Huntley, D.J. (1979). Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core.
- Wintle, A.G. et Huntley, D.J. (1980). Thermoluminescence dating of ocean sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(3), 348-360.